

JOSÉ CARLOS BRANCO

**ALTERAÇÕES MORFOLÓGICAS NA FOZ DO RIO CACHOEIRA,  
ESTADO DO PARANÁ, COM BASE NA ANÁLISE DA  
EVOLUÇÃO DAS UNIDADES DE PLANÍCIE DE MARÉ**

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Rodolfo José Angulo.

Curitiba

2004

*A Paula, minha fonte de inspiração.*

*River, river carry me on  
Living river carry me on  
River, river carry me on  
To the place where I come from*

*Washing Of The Water, Peter Gabriel, 1992.*

## **AGRADECIMENTOS**

Prof. Dr. Rodolfo José Angulo, Maria Cristina de Souza, Eliane Maria Stroparo, Paulo Lana, Maurício de Almeida Noernberg, Roberto de Almeida Bindo, Sarita Pavin, Alexandra Andrade, LECOST – Laboratório de Estudos Costeiros, Departamento de Geologia da UFPR, Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de nível Superior – CAPES, Sociedade de Pesquisa em Vida Selvagem e Educação Ambiental – SPVS, Laboratório de Sistemas de Informação Geográficas – LABSIG, Ricardo Wuozymski, Claudinei Taborda da Silveira, Oduvaldo Bessa Jr, Lydio Odreski, Rafael Moro Martins.

Aos meus pais Lourival Branco & Ignêz Iuzia Branco.



## SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	iii
LISTA DE FIGURAS.....	vii
LISTA DE TABELAS.....	viii
RESUMO.....	ix
ABSTRACT.....	x
1 Introdução .....	1
2 Objetivos .....	3
3 Localização, limites e acessos da área de estudo. ....	4
4 Caracterização geral .....	5
4.1 Planície costeira paranaense .....	5
4.2 Principais unidades geológicas .....	6
4.3 Evolução geológica da planície costeira.....	7
4.4. Sistema costeiro.....	9
4.4.1 Tipos de costas .....	9
4.5 Estuários .....	10
4.6 Estuário da Baía de Antonina.....	11
4.6.1 Transporte de sedimentos costeiros.....	13
4.6.2 Sedimentos fluviais.....	13
4.6.3 Sistemas deposicionais .....	15
4.6.4 Ambientes de Sedimentação recentes .....	16
4.6.4.1 Planícies de maré.....	16
4.6.4.2 Fundos rasos (baixios) .....	16
4.6.5 Paleoambientes.....	17
4.6.5.1 Planície paleoestuarina .....	17
4.7 Clima .....	17
4.8 Drenagem e aporte sedimentar .....	18
4.9 Dinâmica hídrica estuarina .....	18
4.10 Características físicas da área de estudo.....	19
4.10.1 Relevô .....	19

4.10.2 Hidrografia .....	20
4.10.3 Vegetação .....	21
5 Materiais e métodos .....	22
5.1 Fotointerpretação .....	22
5.2 Digitalização das fotos aéreas.....	23
5.3 Geoprocessamento .....	24
5.3.1 Banco de dados .....	24
5.3.2 Georreferenciamento.....	24
5.3.3 Vetorização .....	26
5.4 Delimitação das unidades .....	26
5.5 Descrição das unidades de ecossistema de planície de maré .....	27
5.5.1 Áreas de Mangue .....	27
5.5.2 Brejo-de-maré .....	28
5.5.3 Pântano-de-maré .....	28
5.5.3 Zona de <i>Cladium</i> .....	30
5.5.4 Bancos areno-argilosos.....	30
5.6 Análise temporal.....	30
5.7 Limites metodológicos .....	31
5.7.1 Imprecisões da fotointerpretação .....	31
5.7.1.1 Fatores interpretativos.....	31
5.7.1.2 Fatores técnicos. ....	32
5.8 Estimativa da margem de erro ( $M_e$ ).....	32
6 Resultados .....	33
6.1 Mapas de ecossistemas de planície de maré.....	33
6.2 Mapas de variação dos limites das unidades de ecossistemas de planície de maré. ....	43
6.3 Quantificação das áreas.....	53
7 Discussão.....	54
7.1 Representação da estimativa da margem de erro ( $M_e$ ) .....	54
7.2 Áreas de estudos comparativas .....	54

7.3 Variações dos limites das unidades de planície de maré .....	55
7.3.1 Recuo e erosão .....	55
7.3.2 Avanço e acreção .....	56
7.4 Preenchimento do estuário da Baía de Antonina .....	56
7.5 Variações na dinâmica sedimentar na Baía de Antonina .....	57
7.5.1 Distribuição dos sedimentos de fundo .....	57
7.5.2 Variações batimétricas na Baía de Antonina .....	58
7.6 Sedimentação da desembocadura do Serra Negra .....	59
9. Conclusão .....	60
9.1 Remobilização dos depósitos aluvionares .....	60
9.2 Ciclo hidrológico com acentuada pluviosidade .....	62
10 Referências bibliográficas .....	64

## LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1: Localização e vias de acesso .....	4
Figura 4.3: Ilha vegetada do Rio Cachoeira na zona meandrante do estuário de Antonina. ....	13
Figura 4.5: Mapa de bacias hidrográficas. ....	20
Figura 5.1: Fotointerpretação dos ecossistemas de planície de maré da foz do Rio Cachoeira. ....	23
Figura 5.2: Escalonamento das fotos aéreas digitalizadas pelo processo rectify na etapa de georreferenciamento das imagens. ....	25
Figura 5.3: Perfil esquemático de ecossistemas da planície de maré da cabeceira de estuário do Rio Cachoeira, litoral do Paraná, elaborado a partir de ANGULO (1990). ....	26
Figura 5.5: Foto da área de mangue no Rio Cachoeira.....	27
Figura 5.6: Brejos-de-maré na planície de maré do Rio cachoeira. ....	28
Figura 5.7: Pântano-de-maré com canal de maré na planície de maré do Rio Cachoeira .....	29
Figura 6.1: Mapa de ecossistema de planície de maré do Rio Cachoeira 2001. ....	34
Figura 6.2: Mapa de ecossistema de planície de maré do Rio Cachoeira 1980. ....	35
Figura 6.3: Mapa de ecossistemas de planície de maré do Rio Cachoeira, 1952. ....	36
Figura 6.4: Mapa de ecossistemas de planície de maré do Rio Faisqueira, 2001. ....	37
Figura 6.5: Mapa de ecossistemas de planície de maré do Rio Faisqueira, 1980. ....	38
Figura 6.6: Mapa de ecossistemas de planície de maré do Rio Faisqueira, 1952. ....	39
Figura 6.7: Mapa de ecossistemas de planície de maré do Serra Negra, 2001.....	40
Figura 6.8: Mapa de ecossistemas de planície de maré do Serra Negra, 1980.....	41
Figura 6.9: Mapa de ecossistemas de planície de maré do Serra Negra, 1952.....	42
Figura 6.10: Mapa de variação dos ecossistemas de planície de maré do Rio Cachoeira 2001-1980.....	44
Figura 6.11: Mapa de variação dos ecossistemas de planície de maré do Rio Cachoeira 2001-1952.....	45
Figura 6.12: Mapa de variação dos ecossistemas de planície de maré do Rio Cachoeira 1980-1952.....	46
Figura 6.13: Mapa de variação dos ecossistemas de planície de maré do Rio Faisqueira 2001-1980. ....	47
Figura 6.14: Mapa de variação dos ecossistemas de planície de maré do Rio Faisqueira 2001-1952. ....	48
Figura 6.15: Mapa de variação dos ecossistemas de planície de maré do Rio Faisqueira 1980-1952. ....	49
Figura 6.16: Mapa de variação dos ecossistemas de planície de maré do Rio Serra Negra 2001-1980. ..	50
Figura 6.17: Mapa de variação dos ecossistemas de planície de maré do Rio Serra Negra 2001-1952. ..	51
Figura 6.18: Mapa de variação dos ecossistemas de planície de maré do Rio Serra Negra 2001-1980. ..	52
Figura 7.1: Distribuição do diâmetro médio dos sedimentos de fundo da Baía de Antonina e setor ocidental da Baía de Paranaguá em 1966 (A) e 1995 (B). (ODRESKI, 2002). ....	58
Figura 9.1: Detalhe da fotografia aérea da foz do Rio Cachoeira do ano de 1952, demonstrando a presença de muitos depósitos aluvionares no seu leito antes da transposição.....	61
Figura 9.2: Seqüência de fotos aéreas do Rio cachoeira, a) 1952, b) 1980 e c) 2001. ....	62

## LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1: Valores das extensões e áreas das bacias de drenagens. (NAGASHIMA <i>et al.</i> , 1996). ....	21
Tabela 6.1: Tabela de variação das áreas de ecossistema de planície de maré do Rio Cachoeira. ....	53
Tabela 6.2: Tabela de variação das áreas de ecossistema de planície de maré do Rio Faisqueira. ....	53
Tabela 6.3: Tabela de variação das áreas de ecossistema de planície de maré do Rio Serra Negra. ....	54

## RESUMO

A Hidroelétrica Governador Pedro Viriato Parigot de Souza, obra inaugurada em janeiro de 1971, interligou duas bacias hidrográficas: a Bacia Hidrográfica do Rio Capivari e a Bacia Hidrográfica do Rio Cachoeira. O Rio Cachoeira deságua no estuário da baía de Antonina que faz parte do Complexo Estuarino de Paranaguá. Pesquisas comparando dados batimétricos e sedimentológicos, demonstraram um aumento no aporte sedimentar e uma mudança na composição do material que chega à cabeceira da Baía de Antonina. A média anual da vazão do Rio Cachoeira antes da transposição era de 21,13 m<sup>3</sup>/s. Pesquisas recentes evidenciaram uma vazão anual média de 31,45 m<sup>3</sup>/s, caracterizando um acréscimo de aproximadamente 33% na vazão original. Devido à relação entre a vazão e a capacidade de carga de transporte de um rio, o aumento da vazão do Rio Cachoeira pode ter ocasionado as mudanças batimétricas e sedimentológicas verificadas na cabeceira do estuário. A análise temporal aplicada na foz do Rio Cachoeira através de fotointerpretação detectou as modificações morfológicas mais relevantes na área de estudo e quantificou um balanço da variação de área dos principais ecossistemas de planície de maré. Com base nas modificações das áreas dos ecossistemas da região da foz do Rio Cachoeira e nas áreas de estudos comparativas, foz dos rios Faisqueira e Serra Negra; foi constatada uma tendência erosiva que pode aproximar ainda mais a relação entre a transposição e as mudanças morfológicas, sedimentológicas e batimétricas na cabeceira de estuário da baía de Antonina.

## ABSTRACT

The Governador Pedro Viriato Parigot de Souza Hydroelectric Power Plant was launched in January of 1971 connecting two hydrographic basins: the Hydrographic Basin of Capivari River and the Hydrographic Basin of Cachoeira River. The Cachoeira River flows into the estuary of Antonina Bay; with is part of the Paranaguá Bay Estuary Complex. Researches comparing the sedimentary and the bathymetric dynamics of the Antonina Bay suggested a significant growth of the sedimentary feed and changes on the composition of the material that reaches the head of the estuary. According to the annual discharge of the Cachoeira River before the transposition was around 21,13 m<sup>3</sup>/s. Recent studies estimated an annual average discharge of 31,45 m<sup>3</sup>/s, with demonstrates a growth of 33% above the discharge prior to the transposition. Due to the direct relation amid a river's discharge and its capacity of carrying sediments, the increasing on the discharge of the Cachoeira River could have contributed significantly for the changes verified on the head of the Antonina Bay's estuary. The temporal analysis made on the mouth of the Cachoeira River through the fotointerpretation, has indicated the most relevant morphological changes on the studied areas and quantified the area variation on the tidal flat's main ecosystems. The verified changes on mangrove and tidal marsh areas around the bottom of the Cachoeira River and on other studied areas suggest an erosive tendency that may increase the relation amid the transposition and the morphological, sedimentary and bathymetric changes on the head of the estuary of Antonina Bay.

## 1 Introdução

A legislação brasileira nos anos cinquenta e sessenta era desprovida de leis que contemplassem impactos ambientais provindos de obras de grande porte em todo território nacional. A principal meta do país era dar sustentação ao crescimento econômico para a grande expansão industrial da qual a nação almejava, tornando secundários ou inexistentes os mecanismos que resguardassem o equilíbrio ambiental dos ecossistemas afetados. O desenvolvimento de importantes pólos industriais e a expansão demográfica dos grandes centros urbanos gerou uma grande demanda de energia elétrica. É neste contexto que surgem nos anos sessenta e setenta, vários projetos de grande porte para o aproveitamento dos recursos hídricos com potencial hidroelétrico no Brasil, como Itaipu, Tucuruí etc.

A ampliação do sistema de geração de energia elétrica durante a década de 1960, foi idealizada pelo aproveitamento do potencial hidroelétrico dos rios Capivari e Cachoeira. A obra inaugurada em janeiro de 1971, denominada Hidroelétrica Governador Pedro Viriato Parigot de Souza, interligou duas bacias hidrográficas através de um túnel (COPEL, 2003).

O aproveitamento hidroelétrico consistiu no represamento das águas do Rio Capivari, pertencente à Bacia Hidrográfica do Rio Capivari no Primeiro Planalto Paranaense (MAACK, 1960), a 830 metros acima do nível do mar, e seu desvio para o Rio Cachoeira, bacia hidrográfica do Rio Cachoeira, no litoral paranaense, obtendo-se um desnível de 740 m, (COPEL, 2003).

Uma barragem represa as águas do Rio Capivari formando um reservatório de 150 milhões m<sup>3</sup>. O lago inunda uma área de aproximadamente 12 km<sup>2</sup>, à margem da rodovia BR-116, trecho Curitiba-São Paulo, a 50 km da capital paranaense. O canal de adução, com mais de 15 km de comprimento atravessa o maciço rochoso da Serra do Mar e lança as águas no conduto forçado até a central geradora, totalizando mais de 22 km de túneis escavados. O Rio Cachoeira recebe uma vazão adicional após a



confluência com a descarga das comportas da hidroelétrica, através do canal artificial criado pela COPEL, denominado pela mesma de "Rio Capivari", (COPEL, 2003).

BIGARELLA *et al.* (1978) publicaram dados de vazão do Rio Cachoeira, referente a uma média de 20 anos de medições. A média da vazão anual foi de 21,13 m<sup>3</sup>/s; porém este valor corresponde a levantamentos efetuados antes da transposição.

Levantamentos efetuados por MANTOVANELLI (1999) nos anos de 1997 e 1998, evidenciaram um aporte médio de água doce para as baías de Paranaguá e Antonina de 182 m<sup>3</sup>/s para os meses de verão, e de 41 m<sup>3</sup>/s para os meses de inverno. O Rio Cachoeira apresenta uma vazão anual média de 31,45 m<sup>3</sup>/s, e caracteriza-se como maior fornecedor d'água doce e material particulado em suspensão, para o eixo L-O do Complexo Estuarino de Paranaguá.

NOERNBERG (2001), pesquisando processos morfodinâmicos no complexo estuarino de Paranaguá, comparou dados batimétricos e sedimentológicos. Observou um aumento do aporte sedimentar e uma mudança na composição do material que chega à cabeceira da Baía de Antonina. Como existe uma relação direta entre a vazão e a capacidade de carga de transporte de um rio (CHRISTOFOLETTI, 1981; SANTOS *et al.*, 2001), o incremento na vazão do Rio Cachoeira pode ter ocasionado as mudanças batimétricas e sedimentológicas verificadas por NOERNBERG (2001), ODRESKY (2002) e mais tarde por ODRESKY (*et al.* 2003).

O Rio Cachoeira deságua no estuário de Antonina que faz parte do Complexo Estuarino de Paranaguá. Os estuários são feições transitórias, efêmeras do ponto de vista geológico. Estas regiões estão naturalmente submetidas a intensos processos de sedimentação. O preenchimento da bacia é um fenômeno natural. Contudo, as regiões costeiras são densamente povoadas, e às vezes o complexo balanço de sedimentos pode ser afetado, atrasando ou acelerando o processo de preenchimento da bacia, SKINNER & PORTER (1992). As fontes dos sedimentos podem ser externas, principalmente fluviais e marinhas; marginais, resultantes da erosão das margens da costa estuarina ou ainda originadas do interior do sistema, por atividade biogênica.

Dentro do estuário os sedimentos podem ser resuspendidos e redistribuídos pelas correntes de maré e pelas ondas. Tanto as fontes de sedimentos quanto os processos de sedimentação, erosão e ressuspensão podem ser influenciados por atividades humanas.

Esta pesquisa demonstra as mudanças morfológicas localizadas na foz do Rio Cachoeira no período de aproximadamente 50 anos, e fornece subsídios para comprovar, ou não, a influência da transposição das águas da represa da Hidroelétrica Governador Pedro Viriato Parigot de Souza.

## **2 Objetivos**

Este trabalho objetiva identificar possíveis mudanças morfológicas na foz do Rio Cachoeira e verificar sua relação com a transposição das águas do Rio Capivari pela Hidroelétrica Governador Pedro Viriato Parigot de Souza.

Aplicando uma análise morfológica na foz do Rio Cachoeira, comparando informações anteriores e posteriores a transposição, pretende-se: 1) verificar a existência de modificações morfológicas relevantes na área de estudo; 2) qualificar as alterações morfológicas; 3) quantificar ganho ou perda de área de material sedimentar; 4) determinar os processos e produtos envolvidos; 5) definir a relação da transposição com as alterações morfológicas; 6) comparar o sistema fluvial da desembocadura do Rio Cachoeira com outros sistemas que não recebem influências externas nas suas vazões, 7) indicar possíveis fatores que influenciaram nas mudanças de caráter morfológico na área de estudo.

Efetuada essas prerrogativas será possível identificar a relação das mudanças detectadas com a transposição, legitimando ou não as seguintes hipóteses: a) O incremento na vazão do Rio Cachoeira aumentou a carga de sedimentos transportados pelo rio. b) O incremento na vazão do rio está causando assoreamento das cabeceiras do estuário da baía de Antonina. c) O aumento e a variação no diâmetro dos sedimentos na baía de Antonina está provocando mudanças aceleradas nos ambientes de sedimentação da baía, deltas de cabeceira, planícies de maré, canais infra e inter mareais e de fundo da baía.

### 3 Localização, limites e acessos da área de estudo.

O trabalho foi dividido em duas áreas de estudo distintas. A principal, que se refere à cabeceira de estuário do Rio Cachoeira, e as áreas de estudos comparativas, referentes às cabeceiras de estuários dos rios Faisqueira, Serra Negra, Tagaça e Borrachudo. Figura (3.1).

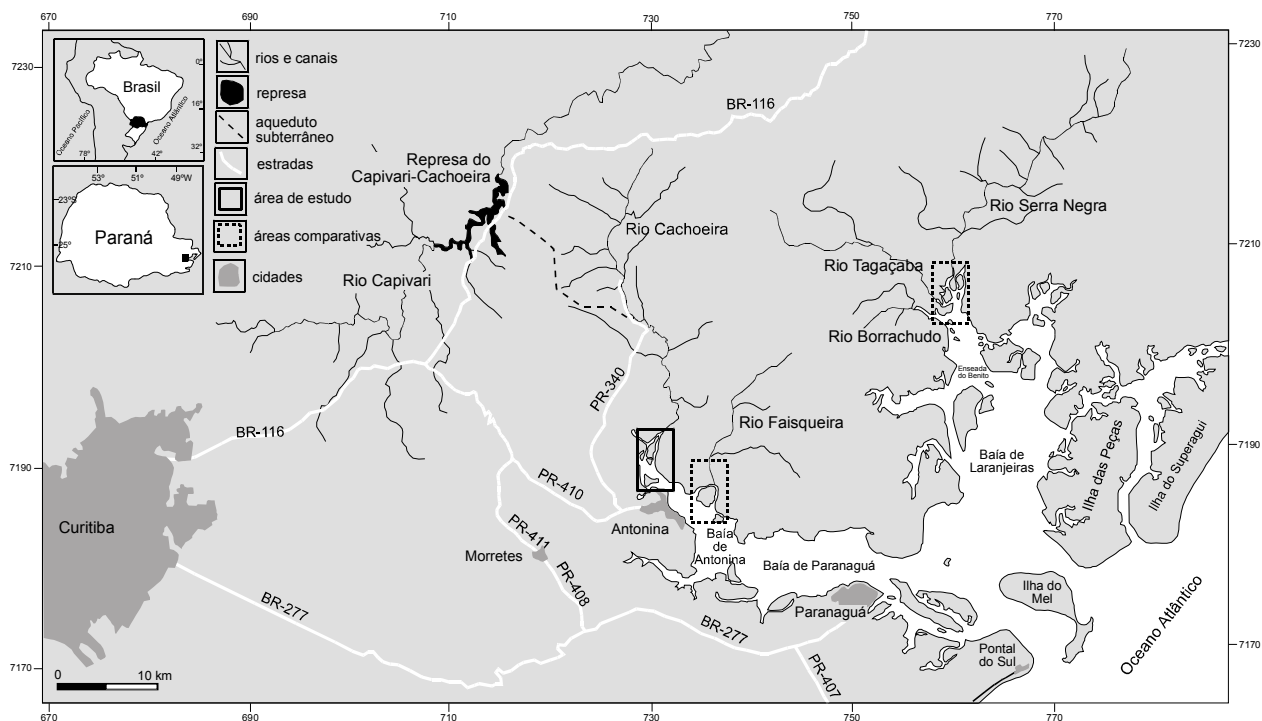


Figura 3.1: Localização e vias de acesso

A Bacia Hidrográfica do Rio Cachoeira localiza-se na Área de Preservação Ambiental, (APA), de Guaraqueçaba, Estado do Paraná. O Rio Cachoeira nasce na Serra do Mar e deságua na Baía de Antonina, litoral paranaense (NAGASHIMA *et al.*, 1996). A Baía de Antonina está localizada na porção centro Norte da planície costeira paranaense, tendo como limite Leste o Oceano Atlântico e a Oeste a Serra do Mar. O acesso para a Baía de Antonina pode ser feito pela BR-277 e pela PR-408 até a cidade de Antonina.

A área de estudo principal está localizada na desembocadura do Rio Cachoeira e possui aproximadamente 20 km<sup>2</sup>. As áreas de estudos comparativas compreendem

aproximadamente 40 km<sup>2</sup>, e estão divididas em duas regiões de cabeceiras de estuários. O Rio Faisqueira na Baía de Antonina, e os rios Serra Negra, Tagaçaba e Borrachudo na Enseada do Benito, na Baía das Laranjeiras.

## **4 Caracterização geral**

### **4.1 Planície costeira paranaense**

Os trabalhos de BIGARELLA (1965) e MAACK (1960) descreveram de modo abrangente as características gerais da geografia física e das principais unidades geológicas da planície costeira. Outro estudo preponderante foi a realização do trabalho da Comissão da Carta Geológica do Paraná, no final da década de 60, ao publicar uma série de mapas geológicos da região, na escala 1:70.000, que resultaram de levantamentos sistemáticos sobre toda a faixa litorânea do Paraná.

O Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP), um estuário de planície costeira (ANGULO, 1992a), possui dois eixos principais: o eixo leste-oeste (L-O), representado pelas baías de Paranaguá e Antonina, e o eixo sul-norte (S-N, mais precisamente>NNL-SSO), representado pelas baías das Laranjeiras, Guaraqueçaba e Pinheiros, conectadas através de diversos canais de maré.

Segundo SUGUIO *et al.* (1985), toda a faixa litorânea da costa brasileira foi submetida a oscilações do nível médio do mar, ocorridas durante o Quaternário. As formas cumulativas resultantes são representadas por planícies litorâneas arenosas, com estuários e lagunas recortando o terreno.

A planície costeira paranaense é constituída por dois terraços marinhos, interpretados por LESSA *et al.* (2000), como sistema laguna-ilha barreira, que progradam em pelo menos duas fases, quando o nível médio do mar esteve mais elevado que o atual. No Pleistoceno Superior (120.000 A. P.), quando o nível do mar estaria a +8,0 m ( $\pm 2$  m), e no Holoceno (5.100 anos A. P.), + 2,5 m ( $\pm 0,5$  m), (LESSA *et al.*, 1998; ANGULO *et al.*, 1999).

A geomorfologia da planície costeira paranaense apresenta em geral alturas inferiores a 20 m e um comprimento de aproximadamente 90 km, com largura máxima de 55 km na região de Paranaguá. Nesta planície encontram-se inseridas as baías de Guaratuba, Laranjeiras, Pinheiros e Paranaguá, sendo esta última de grande interesse econômico, (ANGULO, 1992a).

## **4.2 Principais unidades geológicas**

A área de estudo compreende dois domínios geológicos principais: o das rochas do embasamento e diques juro-cretáceo associados, e o da cobertura sedimentar cenozóica.

As rochas do embasamento, conforme trabalho de síntese sobre a Geologia do Estado do Paraná (MINEROPAR, 1989), a APA de Guaraqueçaba localiza-se no bloco costeiro da área do escudo, no qual podem-se distinguir sete unidades principais: a) complexo granulítico Serra Negra do Arqueano; b) complexo gnáissico migmatítico costeiro do Proterozóico Inferior; c) suíte granítica folhada do Proterozóico Inferior; d) granitos alcalinos e subalcalinos do Cambriano; e) intrusivas básicas do Mesozóico, diabásios e dioritos, que ocorrem sob a forma de um enxame de diques.

A cobertura sedimentar cenozóica é constituída por sedimentos de origem continental e costeira. ANGULO (1992a) identificou diversas unidades compostas por sedimentos continentais (leques e cones aluviais, tálus, colúvios e fluviais) e costeiros (planície costeira com cordões litorâneos e estuarinas).

Os sedimentos continentais incluem os pertencentes à Formação Alexandra, os depósitos associados às vertentes, tais como cones e leques aluviais, tálus e colúvios e os sedimentos de origem fluvial, que abrangem os de planície de inundação, barras em pontal, meandros e canais abandonados e diques marginais. Cronologicamente, foram diferenciados sedimentos do Mioceno Inferior (Formação Alexandra), Plio-Pleistoceno (?), Quaternário indiferenciado e Holoceno, (ANGULO, 1992a).

Os sedimentos costeiros foram divididos em grupos principais, correspondentes a sistemas deposicionais diferentes. Um deles corresponde à planície costeira com

cordões litorâneos (*strand plain*), que inclui principalmente sedimentos de ambiente de face litoral (*shore face*), praia e duna frontal. Nos ambientes atuais desses sistemas, foram discriminadas praias, dunas frontais e brejos intercordões, (ANGULO, 1992a).

Outro sistema deposicional corresponde aos estuários. Nos sedimentos mais antigos, foi possível reconhecer ambientes de planície de maré e de fundos rasos. Nos ambientes atuais, a planície de maré foi dividida em seis subunidades. Também foram identificados deltas de maré. Com referência a idade, os sedimentos costeiros foram divididos em pleistocênicos e holocênicos, (ANGULO, 1992a).

#### **4.3 Evolução geológica da planície costeira**

A origem do estuário da Baía de Antonina e de todo o Complexo Estuarino de Paranaguá está inserida na evolução geológica da zona costeira paranaense. Segundo ANGULO (1992a), a história da evolução geológica da planície costeira do litoral paranaense pode começar a partir dos sedimentos mais antigos, os da Formação Alexandra do Mioceno Inferior. Nessa época, existia na região um sistema de leques aluviais em que predominavam fluxos densos de lama e detritos. O relevo da época deveria ser equivalente ao da Serra do Mar para propiciar a formação de leques. O clima seria mais seco que o atual, como indicam as evidências palinológicas, onde os campos e a vegetação mais aberta desciam a níveis inferiores. Também deveria ser suficientemente úmido para manter corpos d'água permanentes para a formação de depósitos de matéria orgânica, (ANGULO, 1992a).

Esse sistema de leques aluviais foi submetido a diversas mudanças de caráter hidrodinâmico. Tais mudanças estão ligadas diretamente às variações do nível relativo do mar, com transgressões e regressões da linha de costa através dos anos. O condicionamento dos sistemas de drenagens pelas oscilações do nível relativo do mar, foi o principal responsável pelo modelamento e pela atual forma do estuário e de toda a planície costeira, (ANGULO, 1992a).

No Paraná, durante o máximo da transgressão pleistocênica, á aproximadamente 120.000 anos A.P. o mar alcançou praticamente o sopé da Serra do Mar e os sedimentos continentais ali acumulados. MARTIN e SUGUIO (1986) e MARTIN et al. (1988) estimaram o máximo da transgressão pleistocênica em  $8\text{m} \pm 2\text{m}$  acima do nível atual; porém, no Paraná não existem reconstruções precisas sobre este máximo. Durante o período de mar baixo, correspondente à última glaciação, a planície costeira foi profundamente dissecada por um sistema de drenagem, do qual são visíveis, atualmente, as cabeceiras sobre os terraços e os cursos afogados por sedimentos paleoestuarinos posteriores. O sistema de drenagem seguiu duas vias preferenciais. Uma via no limite entre morros e as planícies costeiras, originadas pelos rios que desciam a serra. O afogamento posterior desses rios resultou no desaparecimento, em superfície, da maioria dos contatos entre a serra e a planície costeira com cordões litorâneos pleistocênicos. A outra via preferencial foi paralela à orientação dos cordões litorâneos, hoje representados por uma série de vales paralelos afogados.

Há  $5.820 \pm 220$  anos A.P., quando o mar tinha um nível relativo superior ao atual, formou-se, na parte central e sul do litoral paranaense, ilhas barreiras que isolaram corpos lagunares. Apenas nas cabeceiras do sistema de drenagem, que dissecou os terraços pleistocênicos, formaram-se pequenas lagoas, originadas pelo barramento provocado pelos novos cordões. Com o descenso do nível relativo do mar, outros cordões holocênicos foram se dispondo paralelamente aos antigos, formando a planície costeira, (ANGULO, 1993a).

Durante o primeiro máximo da última transgressão, há aproximadamente 5.100 anos A.P., o mar no litoral paranaense alcançou provavelmente um nível de aproximadamente 4m e durante o segundo máximo de  $2,90\text{ m} \pm 0,50\text{ m}$  acima do nível atual, como atestam os restos de vermitídeos encontrados na Ilha do Mel. Na fase transgressiva posterior ao primeiro máximo, formou-se no litoral uma série de cordões litorâneos, os quais foram progradando à medida que o mar descia. As baías de Antonina e de Paranaguá eram mais abertas que atualmente, possibilitando a formação

de depósitos praias em áreas, Ilha Rasas, hoje interiorizadas pelo estuário atual. Há  $2.675 \pm 150$  anos A.P., a energia era suficiente para formar depósitos praias. Como consequência da descida do nível relativo do mar, extensas áreas de fundos rasos transformaram-se em planícies de maré e áreas emersas, (ANGULO, 1993b).

Quando o mar finalmente atingiu um nível aproximadamente igual ao atual, a configuração da costa era semelhante à de hoje, porém mudanças hidrodinâmicas, principalmente nas desembocaduras das baías, provocaram modificações da linha de costa, com erosão em alguns setores e sedimentação em outros. O estuário da Baía de Antonina é o resultado do afogamento de um sistema de drenagem que foi condicionado por transgressões e regressões do nível relativo do mar, (ANGULO, 1993b).

#### **4.4. Sistema costeiro**

SKINNER & PORTER (1992) definiram o sistema costeiro como um espaço onde o ambiente terrestre influencia o marinho e vice-versa, existindo uma interação dinâmica entre a água doce, a água marinha, o sistema terrestre e a atmosfera. É neste contexto que estão inseridas as cabeceiras de estuários, que são regiões costeiras complexas.

##### **4.4.1 Tipos de costas**

A dinâmica litorânea provoca muitas mudanças na configuração da morfologia costeira. Considerando a configuração geomorfológica e a dinâmica costeira, ANGULO & ARAÚJO (1996) identificaram no litoral do paranaense três tipos principais de ambiente costeiro: o tipo oceânico ou de mar aberto, o tipo estuarino ou protegido e o tipo associado às desembocaduras dos complexos estuarinos. O ambiente de mar aberto é caracterizado pela dinâmica dominada pela ação das ondas. O ambiente estuarino é protegido da ação das ondas, sendo sua dinâmica dominada pelas marés. Esses dois ambientes estão interligados pelas desembocaduras, onde existem deltas



de maré. Nestas áreas interagem processos da dinâmica oceânica e estuarina, configurando o terceiro tipo de costa, (ANGULO & ARAÚJO, 1996).

São consideradas costas estuarinas aquelas que ocorrem no interior dos estuários e não apresentam influência significativa da dinâmica das desembocaduras. A área de estudo deste trabalho caracteriza-se pela dinâmica dominada pelas marés e pela presença de extensas planícies de marés recobertas principalmente por manguezais. Em alguns locais, os canais de maré erodem velhos terraços arenosos. Como os sedimentos que constituem esses terraços possuem certa coesão devido ao enriquecimento epigenético em matéria orgânica, formam-se falésias de um a vários metros de altura, e no seu sopé ocorrem depósitos arenosos. Em outros locais, onde a ação das ondas possui energia suficiente, desenvolvem-se pequenas praias, (ANGULO & ARAÚJO, 1996).

#### **4.5 Estuários**

A carga sedimentar transportada por um rio pode ser sedimentada num estuário, que é um corpo semifechado de águas costeiras na qual a água do mar é diluída pela entrada de água doce, SKINNER & PORTER (1992).

Estuários são feições costeiras bastantes dinâmicas no tempo e no espaço, com origem associada à elevação do nível relativo do mar e inundação de vales na zona costeira. Durante uma transgressão marinha os estuários migram para montante junto à inundação de novas áreas, especialmente os vales fluviais, (LESSA, 2000). Entretanto, uma vez o nível relativo do mar pare de subir, ou o balanço de sedimentos no contexto estuarino se torne positivo, os estuários passam a ser preenchidos. Normalmente este preenchimento inicia-se na área mais interiorizada e rasa, próximo à embocadura fluvial, o que acarreta na redução da área estuarina. A sedimentação dentro do estuário causa modificações morfológicas, que de acordo com o modelo de DAVIES (1972) pode variar no tempo ao longo de um contínuo geológico definido em um extremo por lagunas e no outro por deltas fluviais.

A recente estabilização do nível do mar, em escala mundial, após a subida do nível marinho até cerca de 7000 anos atrás, fez com que os estuários se tornassem uma feição morfológica comum em várias costas do mundo. Os estuários são feições efêmeras no contexto geológico, com tempo de existência dependente do balanço entre as taxas de sedimentação e as taxas de elevação/abaixamento do nível do mar, (LESSA, 2004).

Estuários em costas em submersão (ex., médias latitudes do hemisfério norte) e com pequenas taxas de sedimentação tendem a ser preservados ou até mesmo expandidos, dependendo da configuração morfológica da área sendo inundada. Por outro lado, estuários em costas onde o nível do mar tem permanecido estável, ou aonde este vem subindo a taxas menores que a sedimentação local, tendem a ser preenchido, podendo dar origem a deltas fluviais no caso de um rio fazer parte do sistema estuarino. A rapidez do preenchimento vai ser função da magnitude da taxa relativa de sedimentação e do volume do estuário. Em costas em emersão, como a maioria daquelas localizadas no hemisfério sul, Complexo Estuarino de Paranaguá, onde está localizada a foz do Rio cachoeira, os estuários vem sendo rapidamente preenchidos. Apenas os estuários com maior profundidade não foram completamente preenchidos durante o abaixamento do nível do mar nos últimos 5.000 anos, LESSA (2004).

#### **4.6 Estuário da Baía de Antonina**

As duas principais regressões seguidas de um máximo do nível do mar criaram duas feições geomorfológicas distintas: a zona superior, a oeste de Paranaguá, que constitui um afogamento de um paleovale; e a zona inferior, leste de Paranaguá, que é caracterizada como uma grande planície de cordões litorâneos, ANGULO (1992a).

As características morfológicas e sedimentares do estuário da baía de Antonina demonstram uma zonation similar com outras barreiras e estuários de planície costeira, (DARYLMPLÉ *et al.* 1992; NICHOLS *et al.* 1991; ALLEN & POSANENTIER 1993;

NICHOL *et al.* 1994). Podemos dividir o estuário em três compartimentos: a zona meandrade, o funil estuarino e a região da boca do estuário.

A região da boca do estuário está localizada na parte mais baixa, ou inferior, onde o canal principal é mais profundo que 10 m. Próximo à planície de cordões litorâneos, os sedimentos de fundo são caracterizados como fino bem selecionado à areia muito fina, com um conteúdo de finos ( $< 0,062$  mm), variando de 0% na área próxima ao limite com o oceano, para 40% nas proximidades da zona meandrade.

O funil estuarino estende-se de Paranaguá a Antonina, e possui a maior seção transversal do Complexo Estuarino de Paranaguá, ao qual o estuário de Antonina faz parte. A profundidade máxima fica em torno de 15 m em frente ao Porto de Paranaguá, mas varia geralmente de 10 a 4 m de profundidade decrescendo no sentido da cabeceira do estuário. Os sedimentos de fundo do funil estuarino são caracterizados por conter muita lama, com menos de 50% de areia, (BIGARELLA *et al.* 1978). Esta seção é definida como paleovale afogado, circundado com uma extensiva planície de maré e regiões de mangues. A área de intermaré é alimentada por sedimentos continentais proveniente das escarpas abruptas da Serra do Mar e dos depósitos de colúvios localizados no sopé das encostas. Na parte superior do funil estuarino, em frente à cidade de Antonina, encontramos barras de maré vazante não vegetadas constituídas de conchas e lama escura que dificulta a navegação, (LESSA *et al.* 1998).

A zona meandrade estende-se por 5 km na porção superior a oeste do estuário. Nesta região o estuário é mais estreito, com canais rasos, profundidade inferior a 4 m, onde há uma grande influência fluvial. Os sedimentos de fundo tem pequena diversidade, variando de finos a areia média, com menos de 40% de finos mostrando freqüentemente frações de tamanhos de grãos maior que 2 mm. Várias Ilhas vegetadas são observadas na zona meandrade em direção ao oceano. As ilhas estão distribuídas nos pontos de saída de alguns rios, e provavelmente representam um delta fluvial, (LESSA *et al.* 1998), (Figura 4.3).



Figura 4.3: Ilha vegetada do Rio Cachoeira na zona meandrante do estuário de Antonina.

#### **4.6.1 Transporte de sedimentos costeiros**

As modificações na morfologia da zona costeira podem ser o resultado dos processos de acumulação (deposição) ou remoção (erosão) de sedimentos inconsolidados. (WRIGHT, 1995).

#### **4.6.2 Sedimentos fluviais**

Os sedimentos fluviais estão amplamente distribuídos em todo o litoral, nas serras, nos planaltos e na planície. Em cada tipo de paisagem, as planícies aluviais e os rios se dispõem com características próprias. Na serra, os rios são encaixados, com um padrão retilíneo e com planícies aluviais estreitas. Um tipo particular de planície, freqüente na Serra do Mar, são as planícies de soleira, formadas a montante de

obstáculos no curso fluvial, constituídos por rochas mais resistentes. Nos planaltos, as planícies são amplas e apresentam rios meandrantos. (ANGULO, 1992a).

Na planície costeira, uma das principais características é o tamanho desproporcional entre a planície aluvial e o canal aluvial. Trata-se de rios desproporcionados, com vales afogados. Isso parece ter sido originado pelo grande entalhe vertical dos rios durante os períodos de mar baixo, e o afogamento subsequente durante as transgressões. Outra característica dos rios de planície é a mudança do padrão de canal ao longo do seu curso. Essas mudanças estão associadas aos diferentes níveis de base do rio durante o Holoceno, decorrentes das flutuações do nível do mar. Os meandros menores ocorrem onde o rio corre sobre sedimentos paleoestuarinos do Holoceno, enquanto os maiores se localizam em áreas que aparentemente não foram alcançadas pela última transgressão. Os depósitos fluviais no litoral são muito diversificados. A principal fácies observada corresponde a cascalhos suportados por clastos, com tamanhos que variam de grânulos a matacões. São freqüentes nestes sedimentos as imbricações dos seixos e estruturas de corte e preenchimento de canal. Também ocorrem depósitos arenosos e argilosos, (ANGULO, 1992a).

Os sedimentos trazidos pelos rios são submetidos a ciclos de transporte, deposição e ressuspensão entre o tempo que deixaram a cabeceira do rio e o tempo que chegaram ao local de acumulação de longo prazo ( $10^3$  anos), (WRIGHT, 1995). Segundo WRIGHT (1995), na dispersão dos sedimentos dos rios em direção ao mar, existe quatro estágios principais. O estágio I envolve dispersão e desaceleração iniciais dos sedimentos fluviais carregados em direção ao mar através de plumas. O estágio II representa a deposição inicial dos sedimentos das plumas. No estágio III, os sedimentos são ressuspensos e transportados por forçantes oceanográficas, como correntes e ondas. No estágio IV, ocorre a acumulação de longo prazo dos sedimentos.

O processo de transporte de sedimentos é o mecanismo pelo qual os sedimentos são redistribuídos. Este processo depende de uma série de fatores, variáveis no tempo e no espaço, tais como: variações no regime de correntes, aporte de

sedimentos, rugosidade do fundo, tamanho do grão e ação das ondas sobre o fundo (TRENHAILE, 1997).

Os gradientes no transporte que causam alterações morfológicas ocorrem em uma hierarquia de escalas de tempo e espaço. As escalas de tempo podem ser classificadas segundo WRIGHT (1995), em instantânea, evento, médio-prazo e geológica. A resposta "instantânea" envolve deposição ou erosão, ocorrendo em função da escala de tempo das forçantes (ciclos de onda, ciclos de maré), enquanto que a resposta da escala "evento" compreende a duração de uma tempestade, estação ou inundação (dias a meses). As repostas de "médio-prazo" são escalas de anos e décadas e envolvem a integração de múltiplos eventos. Na escala "geológica", o regime dos processos e o nível médio do mar devem ser considerados não estacionários, e sua modelagem envolve alto grau de incerteza. A morfologia de ambientes estuarinos e da zona costeira, sofrem mudanças com o tempo, e a causa destas mudanças se deve a processos hidrodinâmicos.

#### **4.6.3 Sistemas deposicionais**

ANGULO (1992a) identificou diversas unidades compostas por sedimentos continentais (leques e cones aluviais, tálus, colúvios e fluviais) e costeiros (planície costeira com cordões litorâneos e planície estuarinas). Os sedimentos também foram divididos e dois sistemas deposicionais diferentes, a planície costeira e os estuários.

As planícies costeiras possuem cordões litorâneos (*strand plain*), inclui sedimentos de ambiente de face litoral (*shore face*), praia e duna frontal. Nos ambientes atuais desses sistemas, foram discriminadas praias, dunas frontais e brejos intercordões, e são dominadas por ondas e derivas litorâneas, (ANGULO, 1992a).

Os estuários são regiões dominadas por marés. Nos sedimentos antigos, é possível reconhecer ambientes de planície de maré e fundos rasos. Nos ambientes atuais, a planície de maré foi subdividida em seis subunidades. Também foram

identificados deltas de maré. Com relação à idade, os sedimentos costeiros foram divididos em pleistocênicos e holocênicos, (ANGULO, 1992a).

#### **4.6.4 Ambientes de Sedimentação recentes**

No interior dos estuários, os principais ambientes de sedimentação recentes podem ser divididos em planícies de maré, canais de maré da zona de entremarés, fundos rasos (baixios), fundos médios e canais principais subaquáticos, (ANGULO, 1992a). Devido ao grau de detalhamento deste trabalho, serão detalhados apenas os ambientes de sedimentação mais relevantes que comportam as áreas de estudos.

##### **4.6.4.1 Planícies de maré**

Segundo REINECK e SINGH (1973), as planícies de maré (*tidal-flats*) se desenvolvem ao longo de costas de baixo declive, com marcado ciclo de marés, onde há suficiente sedimento disponível e não há forte ação das ondas. ANGULO (1990) propôs a utilização do termo planície de maré, pois nela ocorrem diversos ecossistemas. No Paraná, ANGULO (1990) identificou sete ecossistemas diferentes que compõem a planície de maré: manguezal, marismas, bancos arenosos e areno-argilosos, manguezal com *Acrostichum* e *Hibicus*, zona de *Cladium*, pântano de maré e brejo de maré. A maior extensão das planícies de maré é ocupada pelos manguezais. Nas partes mais internas da baía, nos locais onde existe importante aporte fluvial, os marismas e manguezais são substituídos por brejos e pântanos de maré. Os manguezais segundo MARTIN e SUGUIO (1986), possuem sedimentos síltico-argilosos, muito rico em matéria orgânica e MARTIN *et al.* (1988), como argiloso-arenoso rico em matéria orgânica.

##### **4.6.4.2 Fundos rasos (baixios)**

Os fundos rasos correspondem a áreas rasas dos estuários, cujas profundidades não ultrapassam dois metros em relação ao nível médio do mar, podendo ficar parcialmente emersos durante as marés mais baixas. Incluem bancos areno-argilosos e marisma da região entre marés e fundos rasos do infralitoral. O limite

dos fundos rasos com áreas mais profundas são freqüentemente transicionais. Os fundos rasos do interior das baías se formam na área de sombra das correntes de maré vazante, atrás de obstáculos constituídos por ilhas, penínsulas, ou outras feições morfológicas da costa, (ANGULO, 1992a).

#### **4.6.5 Paleoambientes**

##### **4.6.5.1 Planície paleoestuarina**

Segundo ANGULO (1992a) e ANGULO & ABSHER (1992), os sedimentos paleoestuarinos estão amplamente distribuídos no litoral paranaense. Eles formam áreas planas com altitudes baixas, cuja principal característica é a ausência de feições lineares. A altura dessas áreas vai desde o limite máximo alcançado pelas marés até 5 ou 6 metros sobre este nível. Em numerosos locais, foram encontrados junto a sedimentos paleoestuarinos abundantes conchas de moluscos. A predominância de *Anomalocardis brasiliiana*, associada a um numeroso conjunto de outras espécies que podem auxiliar na reconstrução paleobatimétrica e peleogeográfica desses depósitos. Todos os sedimentos descritos podem ser interpretados como depositados em ambiente estuarino, que, neste caso, pode ser considerado sinônimo de baía.

#### **4.7 Clima**

O clima pode ser classificado como tipo Cfa de Koeppen, descrito como clima sub-tropical úmido, mesotérmico. A temperatura média do mês mais quente está acima de 22° C, e a temperatura do mês mais frio entre 3° C e 18° C. O clima é sempre úmido, com chuvas bem distribuídas durante o ano todo. (IPARDES, 2001). A média da precipitação registrada na Estação Antonina (2.517,6 mm) é superior à de Guaraqueçaba (2.364,8 mm), e ambas são maiores que precipitação registrada em Morretes (1.894,0 mm). O número de dias com chuva por ano é semelhante entre Antonina (205 dias) e Guaraqueçaba (207 dias), e relativamente mais alto que Morretes (195 dias), (IPARDES, 2001). As menores precipitações ocorrem no final de outono e



inverno, nos meses de abril e agosto. Os maiores volumes de chuva ocorrem no verão, nos meses de dezembro a março, (IPARDES, 2001).

O regime dos ventos é controlado pela influência da Alta do Atlântico Sul e pela passagem de sistemas frontais. Predomina, ventos dos setores ENE, E, ESSE e SE, com intensidade média de 4 m/s. O sistema de brisa na região é bastante relevante, sendo detectadas amplitudes de até 2 m/s nos meses de novembro a março (CAMARGO e MARONE, 1995; CAMARGO, MARONE e SILVA DIAS, 1996).

#### **4.8 Drenagem e aporte sedimentar**

Através de tração, dissolução e suspensão, a água carrega diversos componentes em seu deslocamento pela bacia de drenagem. A carga transportada por um rio é condicionada pelas características de sua bacia, tais como clima, topografia, geologia, uso de solo e da cobertura vegetal (WRIGHT, 1995).

As terras continentais adjacentes ao estuário da baía de Antonina e da baía das Laranjeiras são elevadas, com cotas superiores a 1900 m, formando um anteparo natural às frentes frias influenciando o clima local, e caracterizando uma elevada média pluviométrica. As bacias de drenagens litorâneas possuem um elevado potencial erosivo decorrente da alta instabilidade natural dessas regiões de serras e morros, a qual é devida à acentuada declividade (maior que 45°), associada ao grande desnível entre o planalto e o nível do mar (ANGULO, 1992; OKA-FIORI e CANALI, 1998). Desta maneira as bacias de drenagens que correm em direção as baías configuram-se como principal agente colaborador no fornecimento de material para as formas estuarinas de acumulação.

#### **4.9 Dinâmica hídrica estuarina**

A circulação das baías de Paranaguá e Antonina é basicamente regida pelas correntes de maré e pelo aporte sazonal de água doce (KNOPPERS *et al.*, 1987). Aos efeitos dessas forçantes somam-se ainda as influências exercidas pela geometria do

corpo estuarino, pela salinidade e circulação da região costeira adjacente (KJERFVE, 1990; MIRANDA, 1996).

MARONE & JAMIYANAA (1997) classificam a maré do Complexo Estuarino de Paranaguá como micromaré, predominantemente semidiurna com desigualdades diurnas, sendo a amplitude média de 1,4 m em situação de quadratura e 1,7 m em períodos de sizígia. Ao analisarem um evento de maré meteorológica ocorrida em agosto de 1993, MARONE & CAMARGO (1994) constataram um nível de maré cerca de 80 cm acima do nível previsto e estimaram um volume de água represada no Complexo Estuarino de Paranaguá de  $4,8 \times 10^8 \text{ m}^3$ .

NOERNBERG (2001) observou que o setor E-W do Complexo Estuarino de Paranaguá sofre maior influência do aporte de água doce de sua bacia de drenagem em relação ao eixo N-S, apresentando resposta mais rápida e intensa aos processos relacionados à estratificação da coluna d'água, intrusão salina, aporte de sedimentos fluviais e formação da zona de máxima turbidez (ZMT). Acrescentou ainda, que a ocorrência desta zona está diretamente relacionada à geometria do corpo estuarino, intensidade das correntes de maré e à estratificação da coluna d'água.

#### **4.10 Características físicas da área de estudo**

##### **4.10.1 Relevô**

A porção da planície costeira que abrange as áreas de estudo, é recortada pelas bacias hidrográficas dos rios Cachoeira, Faisqueira, Serra Negra, Tagaça e Borrachudo. Nestas áreas, a planície é interrompida por morros baixos de cumes arredondados, com altitudes de 0 à 100m; e morros cristalinos, com altitudes de 100 à 500m (BIGARELLA *et al.*, 1978). Essa região costeira é composta basicamente por rochas arqueanas e proterozóicas (granulitos, formações ferríferas) e por depósitos holocênicos de origem marinha e fluvial (LICTH *et al.*, 1997).

#### 4.10.2 Hidrografia

As baías de Paranaguá e Antonina compreendem uma área de drenagem de 2.188 km<sup>2</sup>, equivalente a 54% da área de drenagem do Complexo Estuarino de Paranaguá (IBGE, 1992). Nesta região a bacia hidrográfica do Rio Cachoeira, que deságua na cabeceira da Baía de Antonina, corresponde a maior de bacia de drenagem do litoral paranaense, correspondendo aproximadamente a 700 km<sup>2</sup>, (Figura 4.2, e tabela 4.1). O Rio Cachoeira, com aproximadamente 48 km de extensão, tem seus formadores com nascente na Serra do Cabrestante, próximo à rodovia BR 116, e desenvolve-se na direção norte/sul, até desembocar na Baía de Antonina. A jusante da estação recebe contribuição das águas oriundas da barragem de Capivari-Cachoeira. Tem como principais afluentes os rios Cotia, Conceição e Mergulhão pela margem direita e os rios Capivari Grande, Pequeno e Água Branca pela margem esquerda, (NAGASHIMA *et al.*, 1996).

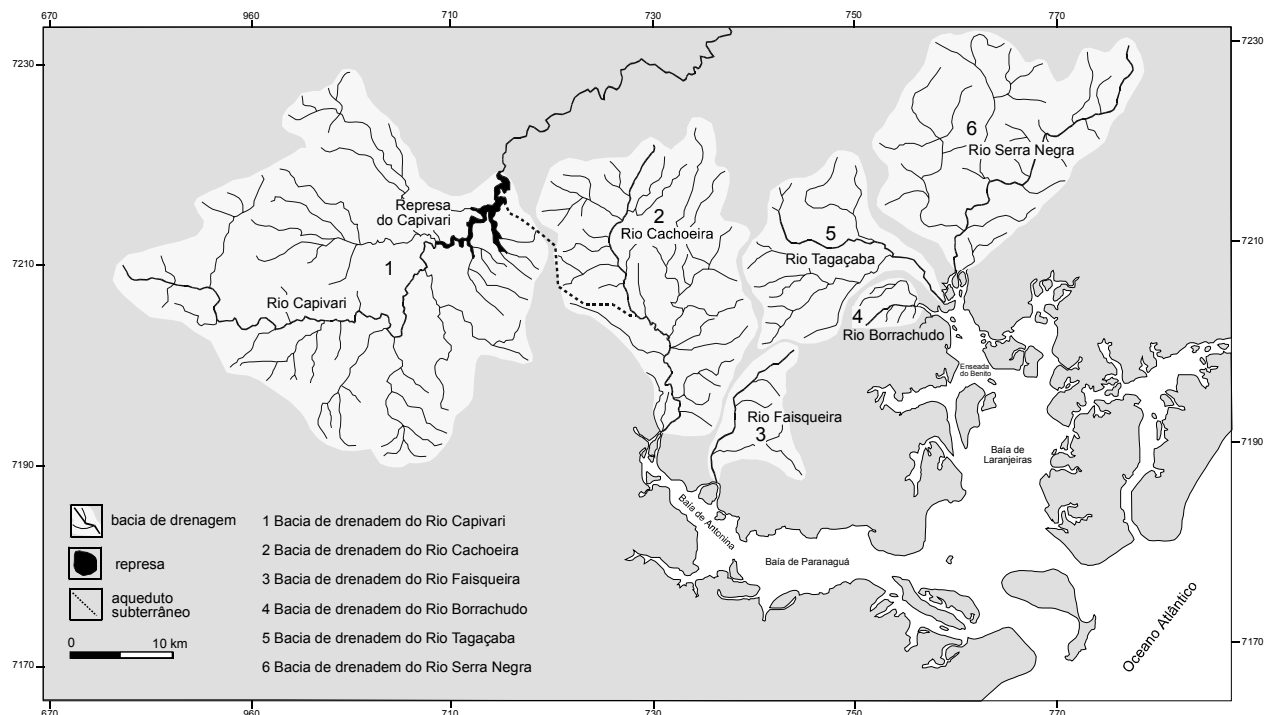


Figura 4.5: Mapa de bacias hidrográficas.

Tabela 4.1: Valores das extensões e áreas das bacias de drenagens. (NAGASHIMA *et al.*, 1996).

Rio	Extensão (km)	Área da bacia de drenagem (km <sup>2</sup> )
Cachoeira	48	700
Faisqueira	20	150
Tagaçaba	30	200
Borrachudo	6	50
Serra Negra	40	400
Capivari	40	1000

A rede de drenagem da bacia do Rio Cachoeira e das bacias dos rios Faisqueira, Serra Negra, Tagaçaba e Borrachudo, apresentam um padrão geral dendrítico. Os principais rios que compõe a bacia e o próprio Rio Cachoeira têm origem serrana, alto declive, vales encaixados e um padrão de canal retilíneo. O curso inferior dos rios, localizados na planície, possuem normalmente amplo vale de fundo chato e padrão de canal meandrante, (BIGARELLA *et al.*, 1978). A porção do Rio Capivari, no primeiro planalto, desde a sua nascente nas proximidades da cidade de Curitiba, até a barragem do Capivari-Cachoeira, possui uma extensão de aproximadamente 40 km de percurso e uma área de mais de 1000 km<sup>2</sup>.

#### 4.10.3 Vegetação

A cobertura vegetal no litoral do Estado do Paraná é constituída basicamente por duas unidades florísticas: 1) as formações pioneiras sob influência marinha (restinga e herbácea), flúvio marinha (mangue) e fluvial (herbácea); 2) a Floresta Ambrófila Densa, mais restrita e localizada, (KLEIN, 1984).

A vegetação herbácea e arbustiva localizada na planície costeira abrange agrupamentos vegetais influenciados direta ou indiretamente pelo mar e estão localizados ao longo dos rios, sob a influência das marés desenvolvem-se manguezais, a espécie dominante é a siriúba (*Avicennia schaueriana*). Além da siriúba, também é freqüente o mangue-de-cortume ou mangue-sapateiro (*Languncularia racemosa*), o mangue-charuto ou mangue-vermelho, também chamado de mangue-verdadeiro

(*Rhizophora mangle*) e o capim-praturá (*Spartina alterniflora*) que forma um denso cinto herbáceo característico de águas um pouco mais profundas que o mangue, (KLEIN, 1984).

A maior extensão das planícies de maré é ocupada pelos manguezais. Nas partes mais internas da baía, nos locais onde existe importante aporte fluvial, os marismas e manguezais são substituídos por brejos e pântanos de maré. Em direção ao interior da baía, a primeira mudança que se observa é a substituição da *Spartina* das marismas por *Crinum sp.* Posteriormente quando os manguezais desaparecem, ocorrem áreas extensas com *Scirpus sp.*, os denominados "brejos-de-maré". Quando os manguezais não estão presentes, os "brejos-de-maré" não se restringem à parte inferior da zona entre marés, avançando sobre a parte média. Na parte superior da zona entre marés, entre os brejos e a planície, ocorre a vegetação de porte arbóreo, que constitui os "pântanos-de-maré". O último ecossistema é o manguezal com *Acrostichum sp.* e *Hibiscus sp.*, que possui as espécies de mangue, sendo, porém dominada pelas duas espécies mencionadas, (ANGULO, 1990).

## **5 Materiais e métodos**

Os materiais e métodos utilizados nesta pesquisa foram: Pesquisa bibliográfica sobre geologia costeira e ambiental, dados sobre meteorologia, geomorfologia, regime hídrico, e aspectos fitogeográficos do litoral paranaense e da bacia de Antonina, fotointerpretação, geoprocessamento, etapa de campo e análise comparativa dos dados.

### **5.1 Fotointerpretação**

Na fotointerpretação foram utilizadas pares de fotos aéreas em papel, preto e branco na escala 1:25.000 dos anos de 1952, 1980, e coloridas na escala 1:30.000, de 2001 e uma ortofoto, 1:10.000, colorida de 2001. A Ortofoto foi gerada a partir de vôo fotogramétrico em escala 1:30.000, de agosto à outubro de 2001 pela empresa Engefoto S/A, Curitiba, Paraná.

As distorções em uma foto aérea aumentam à medida que se afastam do centro em direção as bordas. Com o intuito de minimizar as distorções, em todas as fotos foram determinadas as áreas úteis pelo procedimento padrão de foto interpretação. A fotointerpretação foi realizada através de análises de pares de fotos com o uso do estereoscópio de bolso. Os elementos traçados nas fotos foram marcados num *overlay* com cerca de 12 cm de largura, posicionado na superfície da foto, (Figura 5.1). A grafite utilizada foi de 0,5 mm de diâmetro.

## 5.2 Digitalização das fotos aéreas

Após a fotointerpretação realizou-se a digitalização das fotos aéreas junto com os *overlays*. As fotos analógicas de papel foram transformadas em imagens digitais no formato JPG, com resolução de 300 DPI (*Deep Point Inches*).

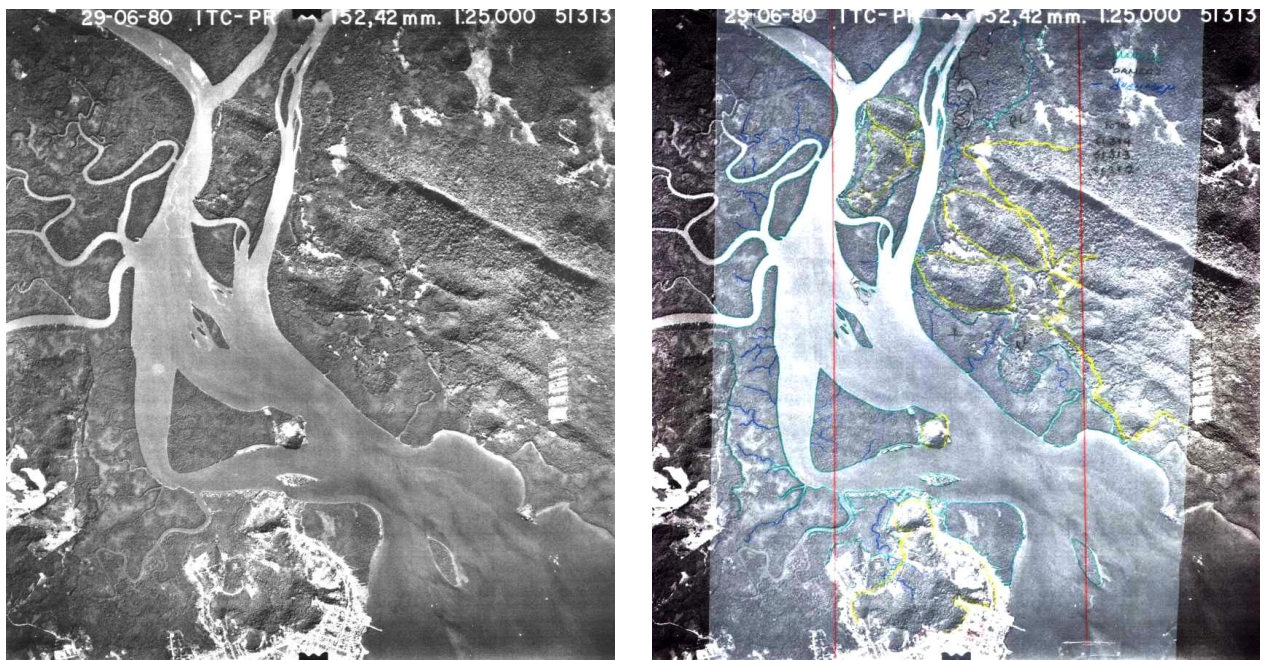


Figura 5.1: Fotointerpretação das unidades de ecossistema de planície de maré da foz do Rio Cachoeira.

### 5.3 Geoprocessamento

Depois da fotointerpretação e do processo de digitalização das fotografias aéreas, as imagens passaram por um tratamento digital para minimizar as distorções contidas nas fotos aéreas, pelo processo de georreferenciamento. As atividades de geoprocessamento foram divididas em: construção do banco de dados, georreferenciamento e vetorização das informações.

#### 5.3.1 Banco de dados

O banco de dados foi construído a partir de dados armazenados de forma sistemática, que serviram de base cartográfica ou que foram gerados como pesquisa de trabalho, mapas, cartas de declividade, fotos aéreas, ortofotocartas, ortofotos e bases digitais. Os dados armazenados a este BDG (banco de dados georreferenciados), apresentam-se em quatro formatos estruturais distintos: i) estrutura *raster*, para imagens escaneizada de mapas, foto aéreas e fotos oblíquas; ii) estrutura vetorial para arquivos de mapas que foram digitalizados e/ou convertidos para ARC/INFO<sup>TM</sup>; iii) formato *shapefile*, específico para arquivos voltados a objetos que foram usados no programa ArcView<sup>TM</sup>; e iv) dados de atributos, que descrevem informações particulares dos elementos geográficos, podendo ser numéricos ou alfanuméricos e armazenados em tabelas de atributos que se apresentam de forma interativa com os elementos geográficos.

#### 5.3.2 Georreferenciamento

As imagens escaneizadas de mapas e fotos-aéreas, passaram pelo processo de georreferenciamento no programa ARC/INFO<sup>TM</sup>. O programa de georreferenciamento de uma imagem com o ARC/INFO<sup>TM</sup> se procede em duas etapas. A primeira etapa estabelece as relações entre os sistemas de coordenada da imagem (linhas e colunas) e o sistema de coordenadas do mapa (coordenadas x e y), através do comando *register*, identificando pontos de controle em uma imagem que é correspondente aos mesmos pontos em um mapa digital com coordenadas conhecidas, (ESRI 2000). Pelo

menos três pontos na Imagem são necessários para o registro, sendo que neste trabalho foram usados entre 10 e 20 pontos de registro para cada foto. Os valores de pontos de controle são calculados em uma *affine transformation* e armazenados em um arquivo chamado *world file*. A segunda etapa é realizada com o programa *rectify*, e destina-se a aplicar a transformação, contida nos parâmetros armazenados no *world file*, à imagem. O *rectify* cria uma nova imagem podendo rotacioná-la e/ou escaloná-la. (Figura 5.2). No processo de locação dos pontos de registro ocorrem erros que são conhecidos como erros de RMS (*Root Mean Square*) ou erros de registro de pontos. Esses erros representam as distorções que existem entre as locações dos pontos originais e dos pontos da imagem, e são calculados no processo da transformação (ESRI, 2000). De um modo geral, o erro gerado pelo georreferenciamento foi de aproximadamente 5 m, o que dentro das escalas 1:25.000 e 1:30.000, constitui um erro tolerável segundo o grau de detalhamento exigido nesta pesquisa. Com relação à base digital utilizada nesta pesquisa, foi utilizada a base de dados digital do litoral paranaense em sistema de informações geográficas, desenvolvida no Laboratório de Física Marinha e no Laboratório de Oceanografia Geológica do Centro de estudos do Mar – UFPR. Esta base digital possui um erro menor que 1 pixel, ou seja, menor que 30 metros.

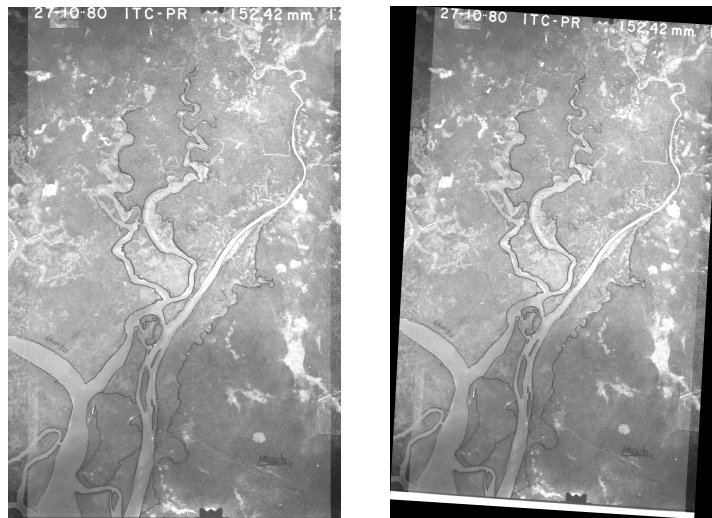


Figura 5.2: Escalonamento das fotos aéreas digitalizadas pelo processo rectify na etapa de georreferenciamento das imagens.



### 5.3.3 Vetorização

No *software* ARC/INFO<sup>TM</sup>, através da digitalização pelo método *heads's up*, a mesma pode ser realizada diretamente na tela do monitor, tendo ao fundo a imagem da foto aérea georreferenciada. Passou-se então à vetorização das informações contidas nos *overlays* fotointerpretados.

### 5.4 Delimitação das unidades

Na foz do rio as mudanças morfológicas estão mais acentuadas e visíveis quando comparadas com toda a sua extensão. Os elementos fotointerpretados foram classificados de acordo com seus atributos físicos, características geológicas e padrão morfológico semelhante. Denominados de unidades do ecossistema de planície de maré de acordo com a classificação de ANGULO (1990), essas unidades foram divididas em: 1) áreas de mangue, 2), brejos de maré 3) pântano de maré, 4) zonas de *Cladium* e 5) bancos areno-argilosos. (Figura 5.3).

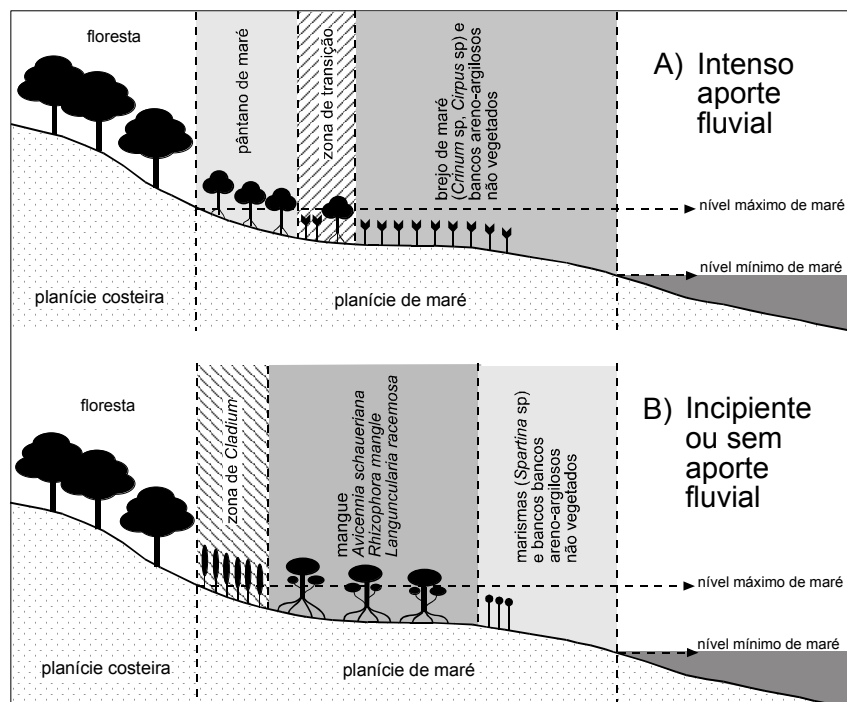


Figura 5.3: Perfil esquemático de ecossistemas da planície de maré da cabeceira de estuário do Rio Cachoeira, litoral do Paraná, elaborado a partir de ANGULO (1990).

Na etapa de campo realizada no dia 23 de novembro de 2003, foram estudadas *in situ* as principais unidades de ecossistema de planície de maré do Rio Cachoeira que foram descritas no capítulo 5.5.

## **5.5 Descrição das unidades de ecossistema de planície de maré**

### **5.5.1 Áreas de Mangue**

As áreas de mangue são as principais unidades da área de estudo e ocupa a maior extensão da região entre marés. (Figura 5.5). Essas áreas representam uma porção da zona costeira que está diretamente relacionada ao ciclo de marés, regime hídrico, grau de salinidade da água e o aporte de sedimentos da bacia. Quando o aporte fluvial é incipiente ou nulo, sua posição pode ser delimitada pelo nível médio de maré baixa até o nível médio de maré alta, (ANGULO, 1990).



Figura 5.5: Foto da área de mangue no Rio Cachoeira.



### 5.5.2 Brejo-de-maré

Em direção ao interior da cabeceira do estuário, rio acima, a primeira mudança que se observa é a substituição da *Spartina* sp. das marismas por *Crinum* sp. Posteriormente quando os manguezais desaparecem ocorrem áreas extensas com *Scirpus* sp. Estes ecossistemas foram denominados "brejos-de-maré", (Figura 5.6). Quando os manguezais não estão presentes, os "brejos-de-maré" não se restringem à parte inferior da zona entre marés, avançando sobre a parte média, ANGULO (1990).



Figura 5.6: Brejos-de-maré na planície de maré do Rio cachoeira.

### 5.5.3 Pântano-de-maré

Quando existe um intenso aporte fluvial na parte superior da zona entre marés, por trás dos brejos, ocorre vegetação de porte arbóreo que foi denominada "pântano-



de-maré", (Figura 5.7). Essa zona tem frequência de inundação menor do que a do manguezal, sendo inundada apenas pelas marés altas de sizígia e de tormenta, possuindo muitos canais de maré ANGULO (1990).



Figura 5.7: Pântano-de-maré com canal de maré na planície de maré do Rio Cachoeira

### 5.5.3 Zona de *Cladium*

Por trás dos manguezais, na parte superior da região entre marés, é freqüente a ocorrência de uma zona de vegetação dominada pelo *Cladium* sp., e que foi denominada "zona de *Cladium*". Essa zona tem uma freqüência de inundação menor do que a do manguezal, sendo inundada apenas pelas marés altas de sizígia e de tormenta, ANGULO & MÜLLER (1990). A largura da zona de *Cladium* sp depende do declive do terreno, aumentando à medida que o declive diminui. Em muitos casos, esta não ocorre ou está reduzida a uma faixa muito estreita, ANGULO (1990).

### 5.5.4 Bancos areno-argilosos

Localizados na parte inferior da região de entre marés, os bancos areno-argilosos são depósitos de material sedimentar não vegetados. São constituídos principalmente por areia, silte e argila. Podem ser classificados como bancos arenosos ou areno-argilosos, (ANGULO & MÜLLER, 1990).

## 5.6 Análise temporal

O método utilizado para elaborar a análise temporal e a quantificação das variações das unidades de ecossistemas de planície de maré tiveram como base a sobreposição dos mapas dessas unidades gerados a partir da fotointerpretação dos levantamentos aerofotográficos dos anos de 1952, 1980 e 2001, através do programa ArcView<sup>TM</sup>.

O mangue foi a unidade de maior extensão dos ecossistemas da planície de maré, seus limites definem uma posição espacial na região entre marés de fácil visualização e a sua variação espacial está condicionada as mudanças no aporte de sedimentos, regime hídrico e salinidade das águas.

Selecionadas as áreas de ecossistemas de planície de maré que apresentaram maior distribuição em mapa, essas unidades foram sobrepostas, possibilitando a visualização da variação do limite dessas áreas. Subtraindo-se os valores dessas

áreas, foi calculada a área resultante, que representa a quantificação em  $m^2$  do valor da variação dos limites dessas unidades, como será mostrado no capítulo 6, resultados.

## **5.7 Limites metodológicos**

O método da fotointerpretação possui limites de precisão que devem ser mensurados antes do geoprocessamento. Esses limites estão relacionados a somatória de erros resultante da técnica da fotointerpretação com as distorções contidas na própria foto. A simples técnica de delimitar a área útil da foto, reduz de maneira grosseira as deformações existentes. Porém, se desejarmos que os dados tenham uma maior precisão, devemos saber o quanto erramos antes de utilizar o geoprocessamento.

Se a margem de erro estimada ( $M_e$ ) for maior que a variação morfológica medida ( $V_m$ ), não se saberá o quanto no traçado é distorção, e o quanto é a variação dos limites das unidades estudadas.

### **5.7.1 Imprecisões da fotointerpretação**

A variação no resultado das fotointerpretações de uma mesma fotografia aérea pode ser a resultante da somatória de fatores interpretativos e/ou técnicos.

#### **5.7.1.1 Fatores interpretativos**

Quando se fotointerpreta uma mesma área da foto duas vezes, pela mesma pessoa ou por executores diferentes, em overlays distintos, constatasse-a que as linhas não serão totalmente coincidentes. Como a fotointerpretação é o resultado do que se vê num determinado momento, a interpretação de uma mesma estrutura comporta pequenas variações. Essas variações podem ser relevantes ou não, dependendo da exatidão requerida e do grau de detalhe que a pesquisa requer.

### 5.7.1.2 Fatores técnicos.

A exatidão das demarcações pode ficar susceptível a mudanças de espessura da grafite utilizado, translucidez do overlay, qualidade da revelação, estado de conservação da foto, grau de detalhamento do trabalho, escala utilizada, capacidade técnica do executor e amplitude térmica do papel. Neste último, devido aos diferentes coeficientes de dilatação dos materiais que compõem o overlay, o negativo e o papel da foto aérea.

### 5.8 Estimativa da margem de erro ( $M_e$ )

Ao georreferenciar uma foto aérea pelo procedimento padrão, soma-se o erro interpretativo com as distorções contidas no processo óptico. O resultado final será um erro que possui coordenadas e azimutes compatíveis com as cartas e bases cartográficas preestabelecidas, pois o georreferenciamento "molda", adequa o erro, para que ele se encaixe nas coordenadas do mapa.

Comparando fotointerpretações de uma mesma região das áreas analisadas, foram medidas as principais diferenças no traçado dos contornos de uma mesma unidade mapeada. O limite das unidades fotointerpretadas das fotos demonstraram uma irregularidade. As distâncias medidas entre os limites dessas unidades serviram para estimar a margem de erro adquirida no processo interpretativo ( $E_T$ ), que ficou no intervalo de 0,5 a 1,0 mm. Na escala 1:25.000, 1 mm equivale a 25 m em planta. Admitindo-se o valor máximo de variação de 1 mm, o erro padrão será de pelo menos 25 m na fotointerpretação. Somando o erro técnico ( $E_T$ ) com o erro da correção do processo de georreferenciamento ( $E_{RMS}$ ) de aproximadamente 5,0 m, a estimativa da margem de erro ( $M_e$ ) será de 30 m ou 12% de erro na escala 1: 25.000.

$$M_e = (E_T) + (E_{RMS}) \therefore M_e = 25,0 \text{ m} + 5,0 \text{ m} = 30,0 \text{ m} \therefore 30,0 \text{ m} = 12\% \text{ erro}$$

## 6 Resultados

Foram gerados dezoito mapas das regiões estudadas. Nove mapas possuem todas as unidades de planície de maré de cada rio ou bacia de drenagem, e nove mapas demonstram as mudanças das áreas das unidades mapeadas no intervalo de aproximadamente 50 anos, de 1952 a 2001.

### 6.1 Mapas de ecossistemas de planície de maré

Os mapas de ecossistemas de planície de maré foram divididos em Rio Cachoeira, Rio Faisqueira e Serra Negra, neles estão todas as unidades reconhecidas e fotointerpretadas das séries de fotos aéreas do ano de 1952, 1980 e 2001. (Figuras 6.1, 6.2, 6.3, 6.4, 6.5, 6.6, 6.7, 6.8 e 6.9). Optou-se na elaboração dos mapas em criar uma única unidade denominada ecossistemas de planície de maré, que comporta as unidades: mangue, zonas de *cladium*, brejos-de-maré e pantano-de-maré. Juntas, proporcionaram uma melhor visualização de suas variações através dos anos.



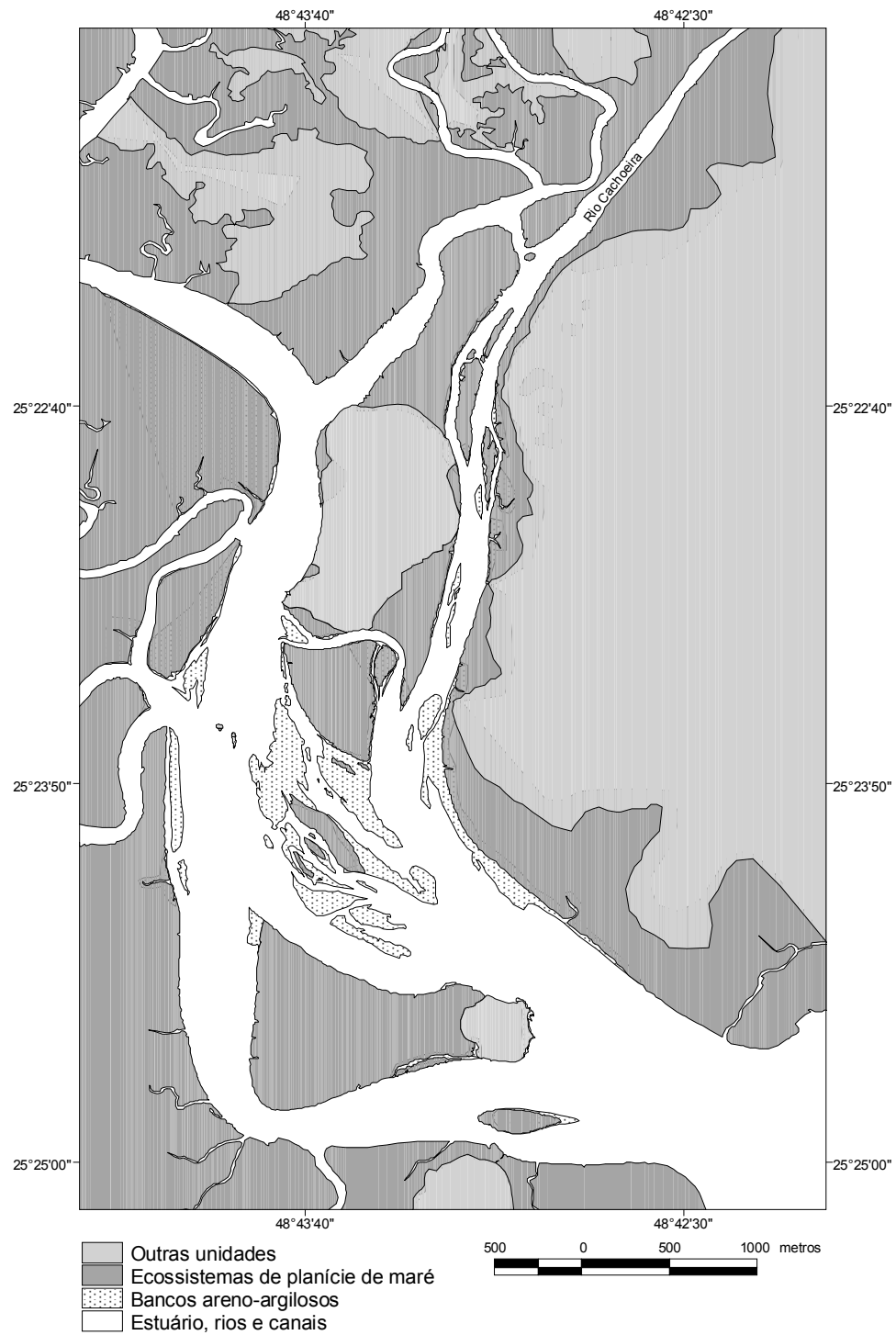


Figura 6.1: Mapa de ecossistema de planície de maré do Rio Cachoeira 2001.

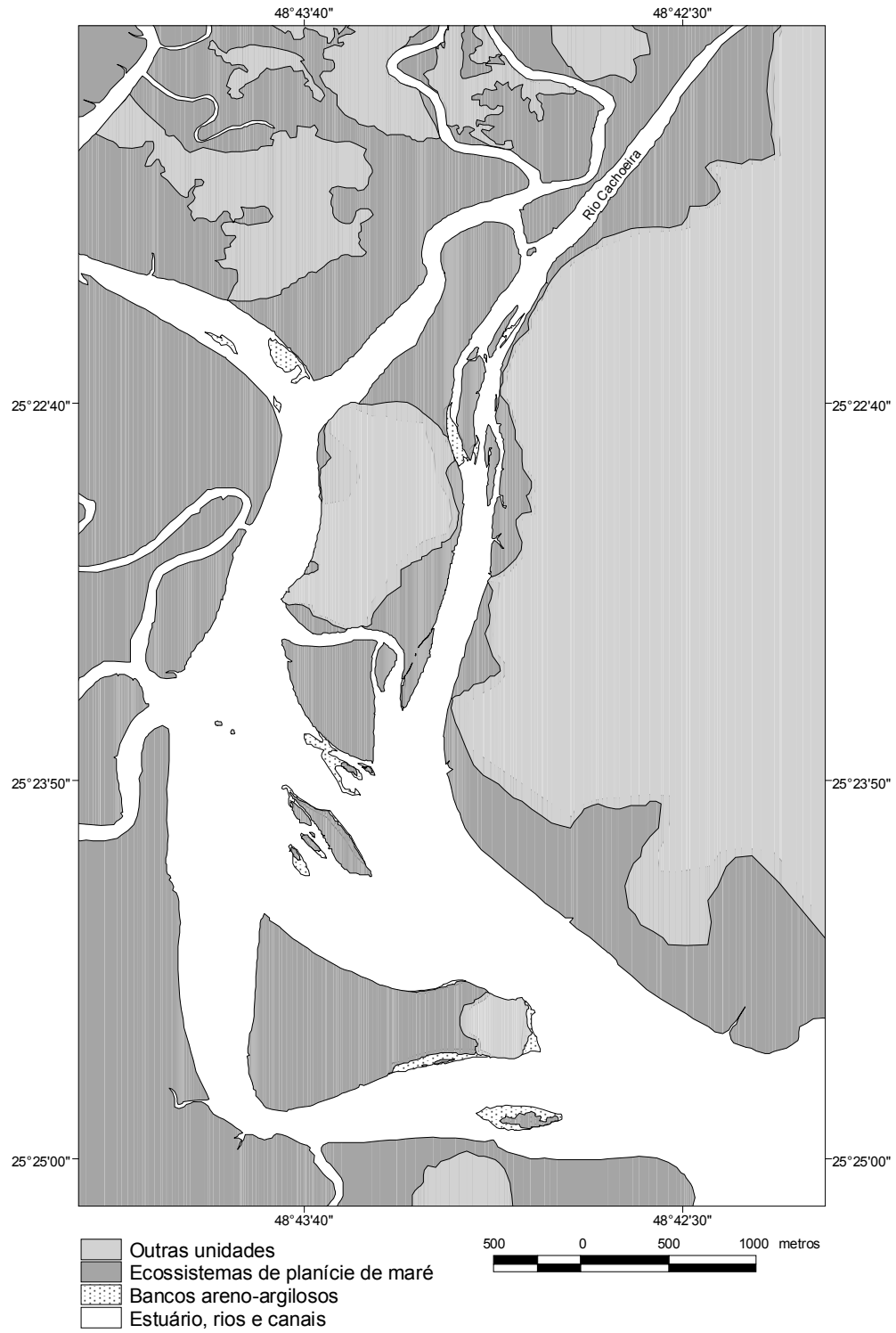


Figura 6.2: Mapa de ecossistema de planície de maré do Rio Cachoeira 1980.

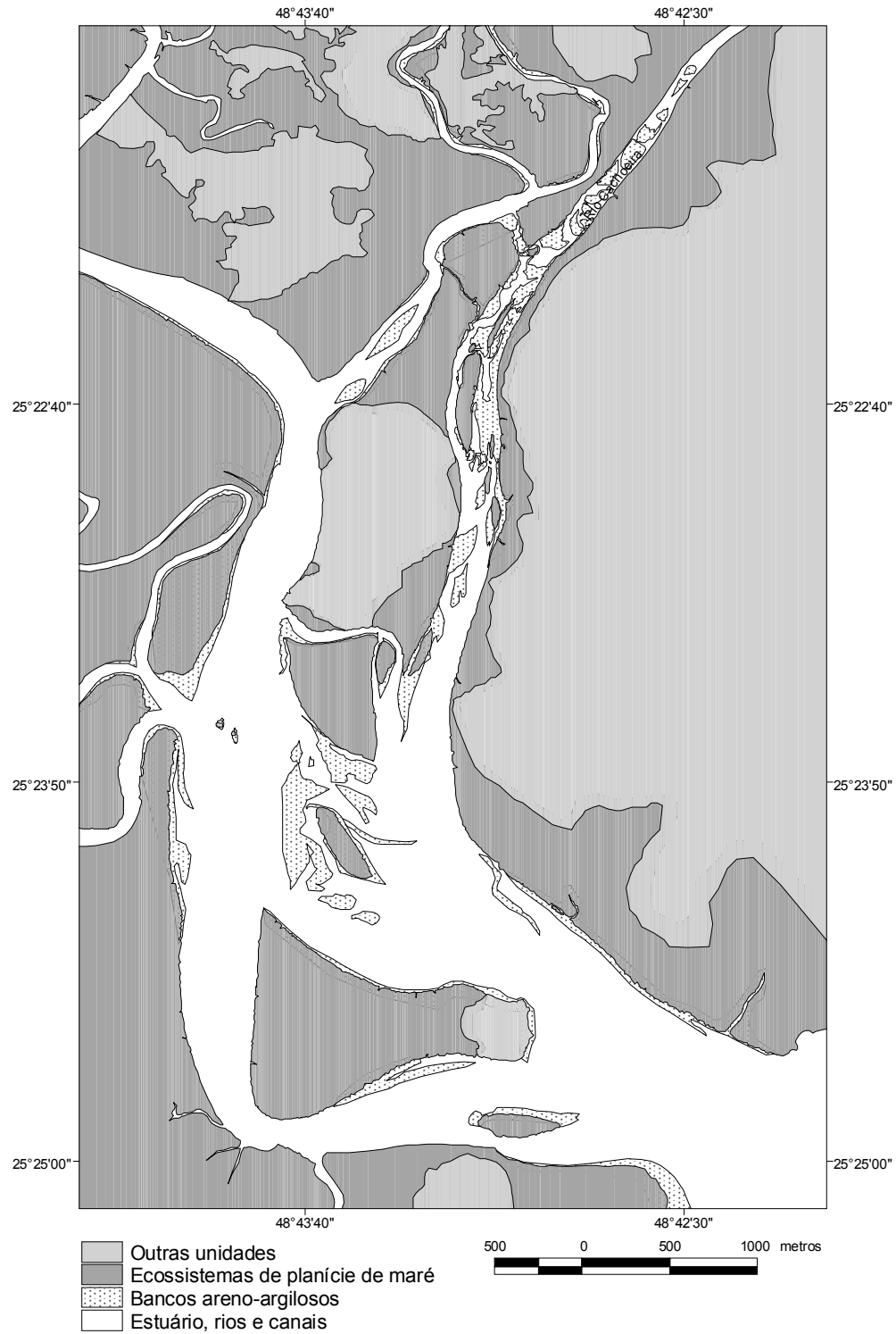


Figura 6.3: Mapa de ecossistemas de planície de maré do Rio Cachoeira, 1952.

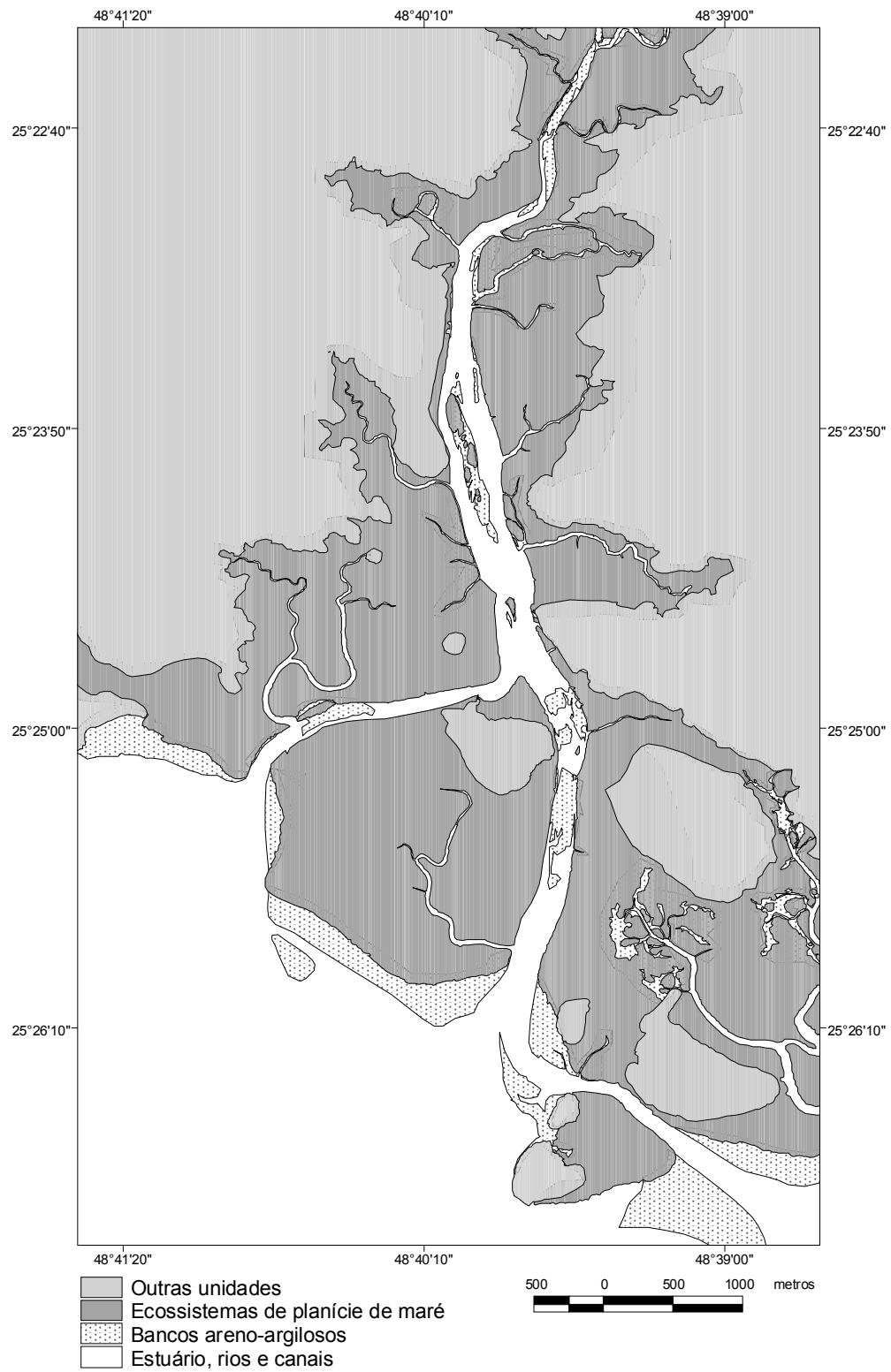


Figura 6.4: Mapa de ecossistemas de planície de maré do Rio Faisqueira, 2001.

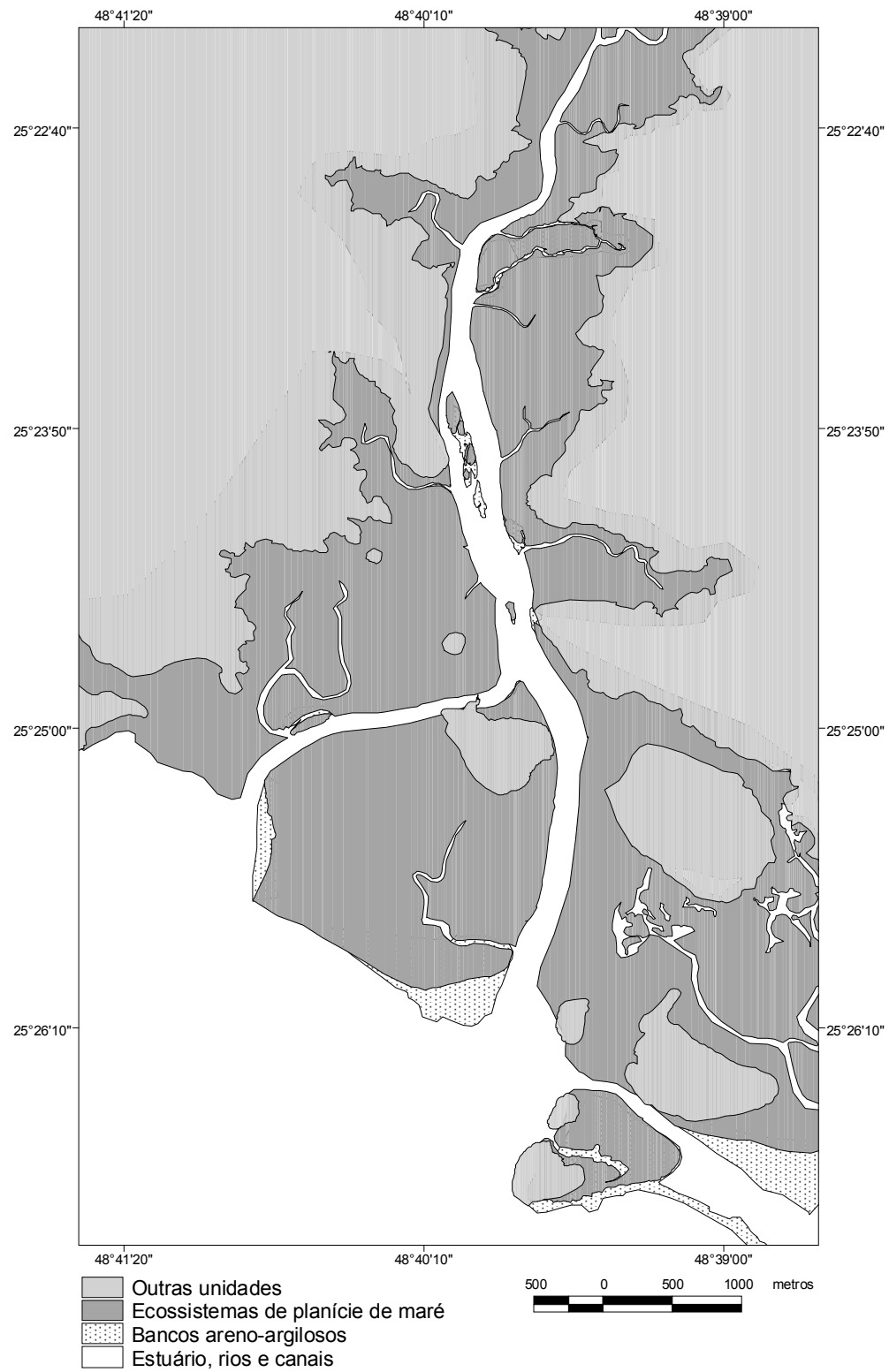


Figura 6.5: Mapa de ecossistemas de planície de maré do Rio Faisqueira, 1980.

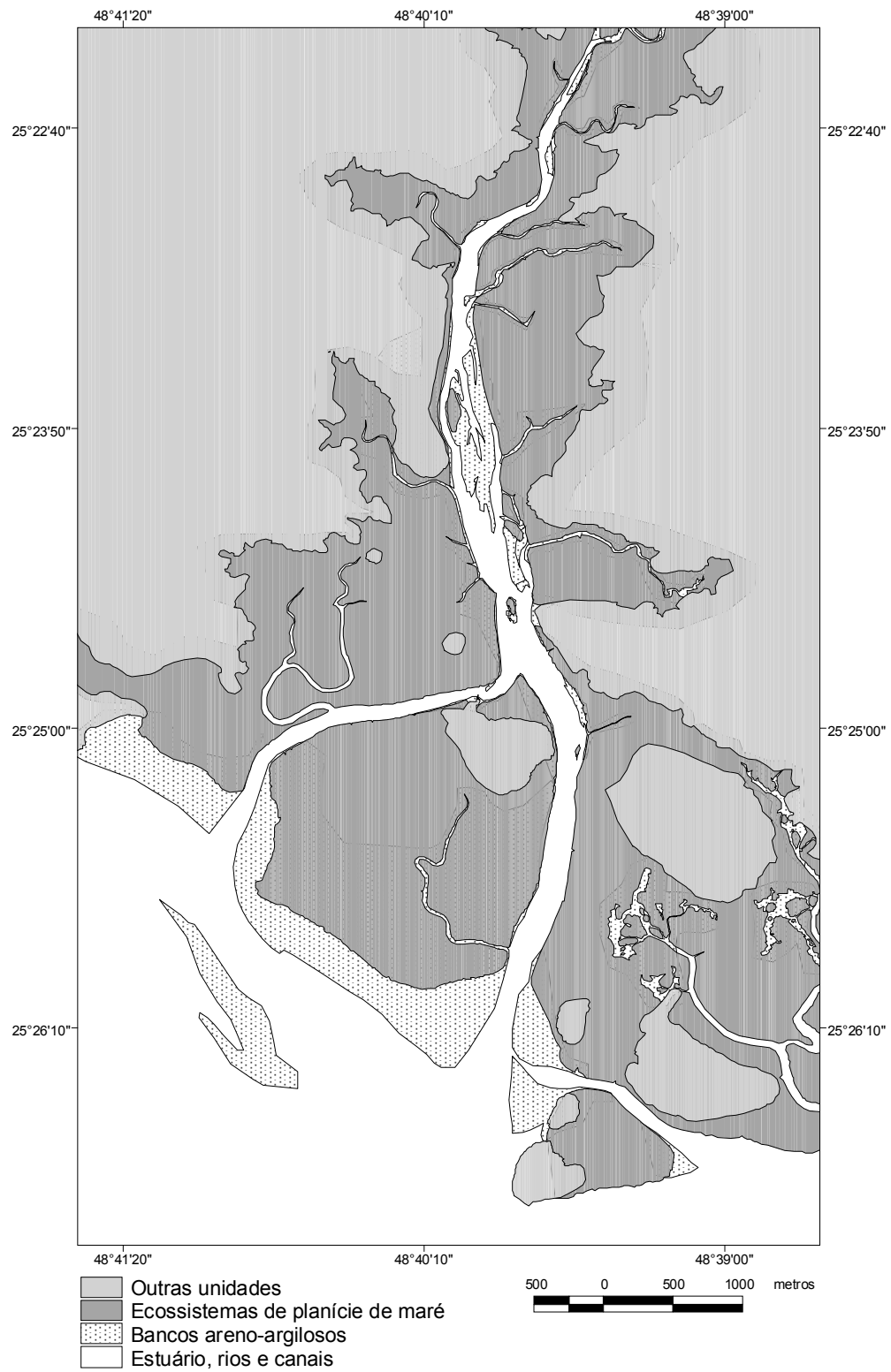


Figura 6.6: Mapa de ecossistemas de planície de maré do Rio Faisqueira, 1952.

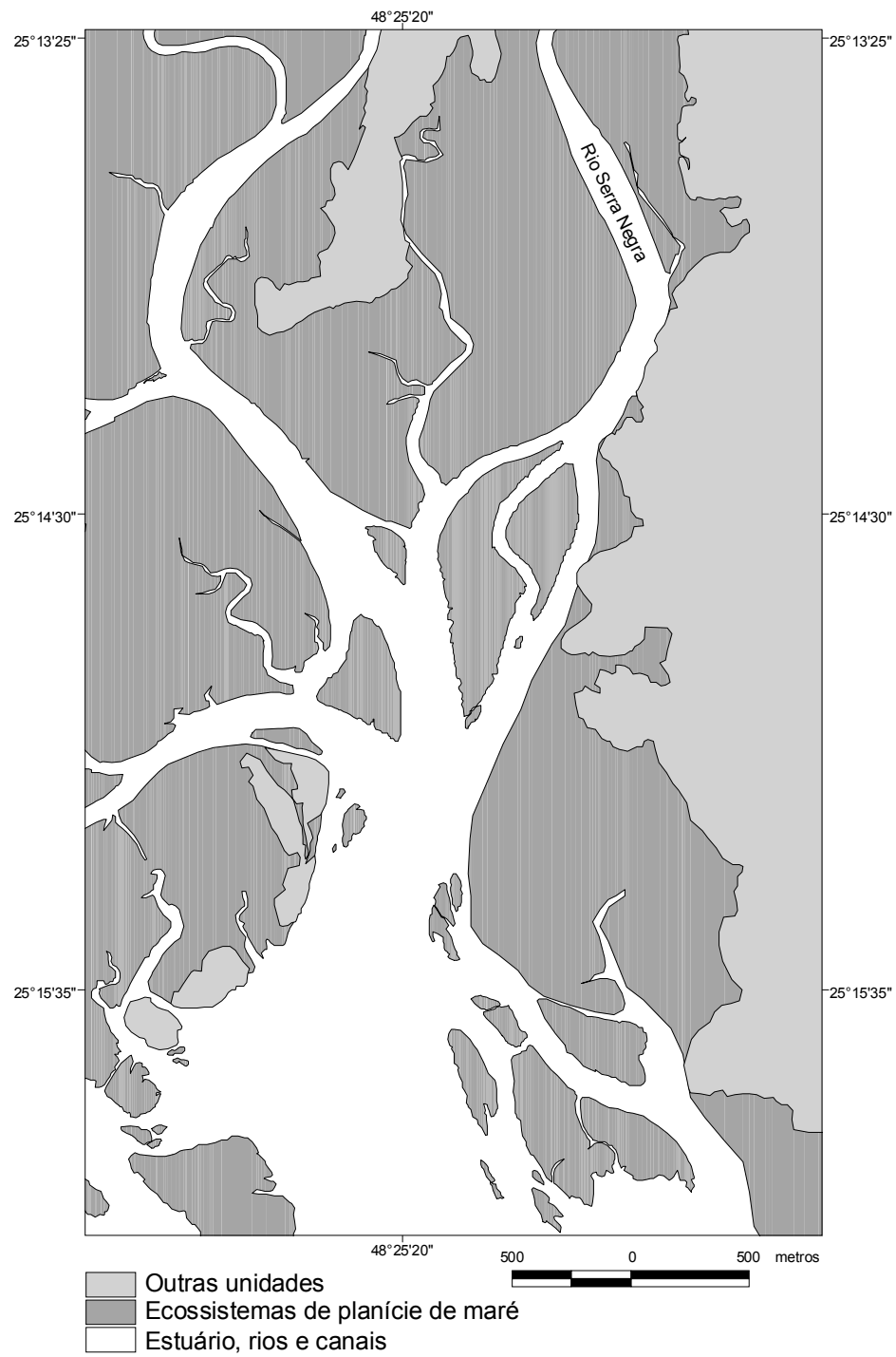


Figura 6.7: Mapa de ecossistemas de planície de maré do Serra Negra, 2001.

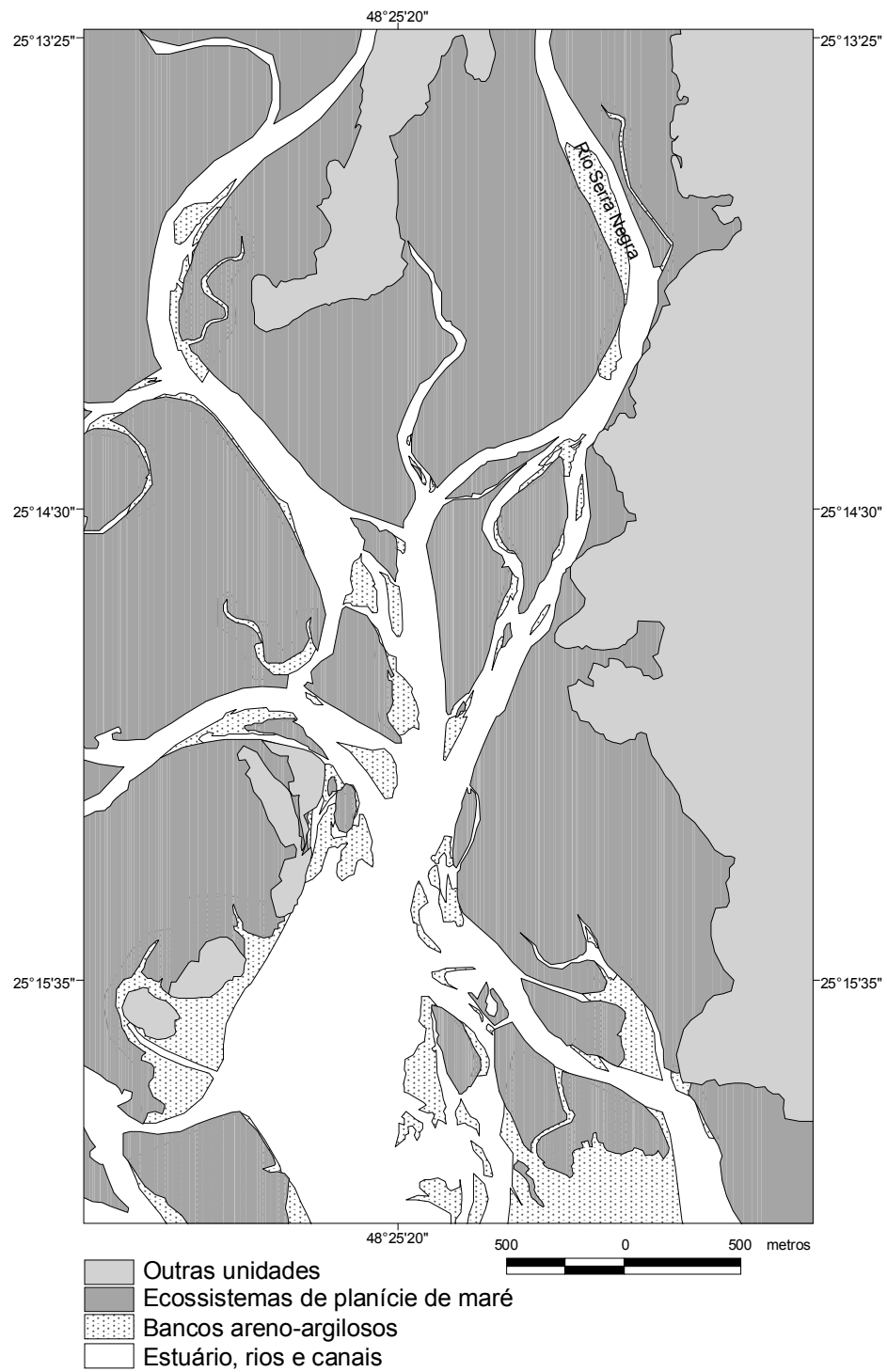


Figura 6.8: Mapa de ecossistemas de planície de maré do Serra Negra, 1980.



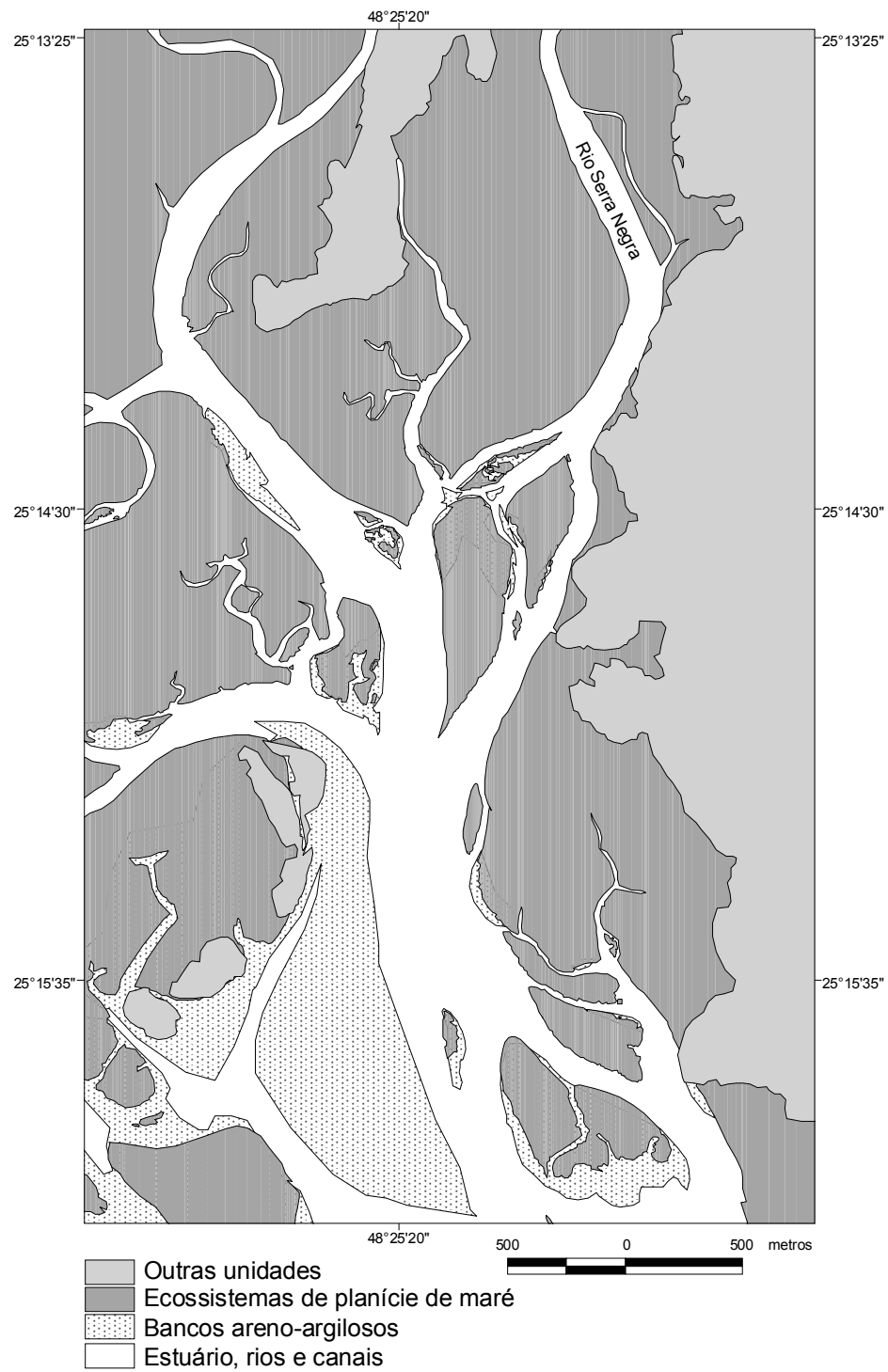


Figura 6.9: Mapa de ecossistemas de planície de maré do Serra Negra, 1952.

## **6.2 Mapas de variação dos limites das unidades de ecossistemas de planície de maré.**

Os mapas da variação das áreas das unidades de planície de maré estão divididos de acordo com os intervalos 1952-2001, 1980-2001 e 1952-1980, para cada bacia de drenagem dos rios Cachoeira, Faisqueira e Serra Negra. (Figuras 6.10, 6.11, 6.12, 6.13, 6.14, 6.15, 6.16 e 6.17 e 6.18).

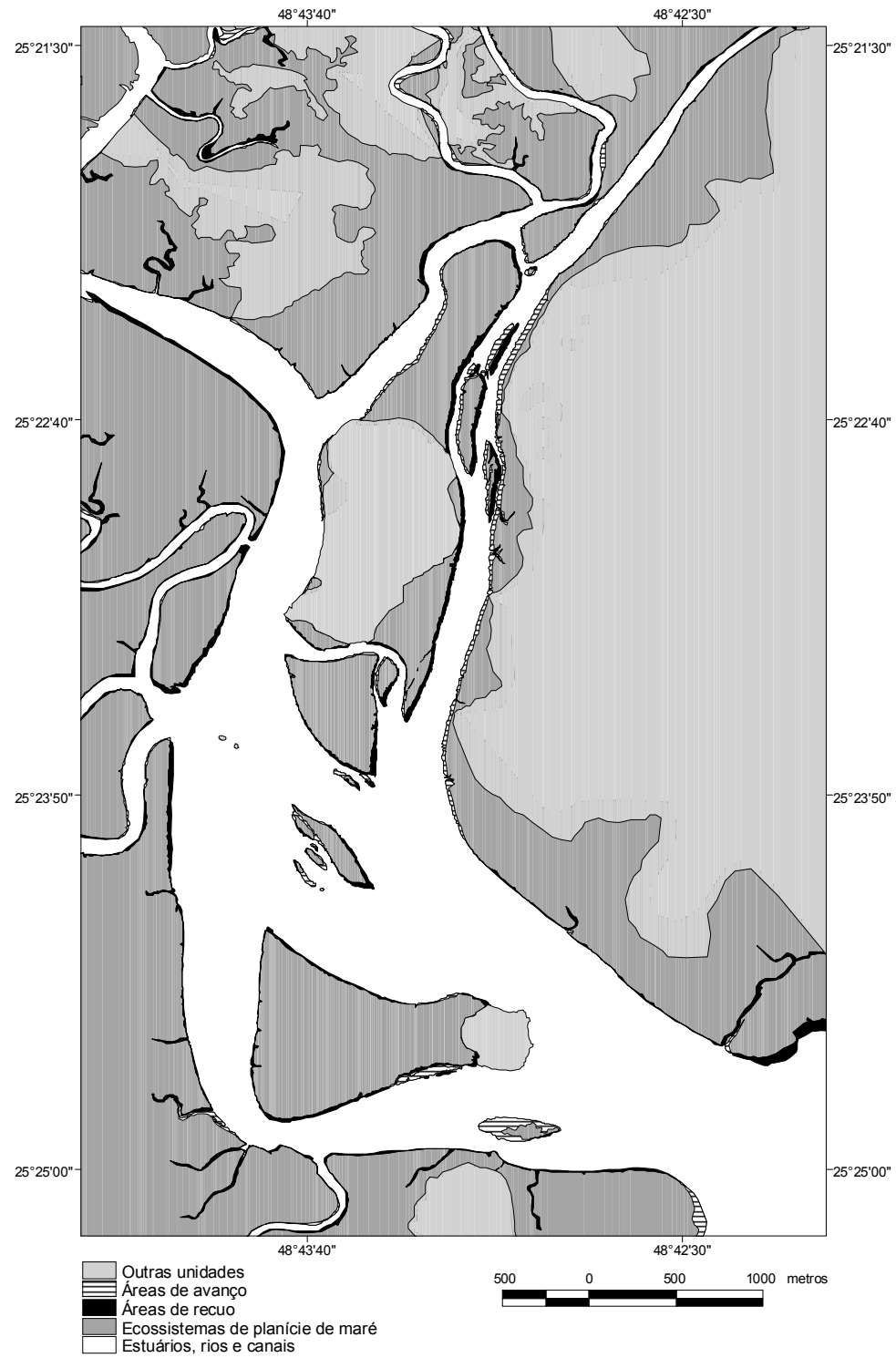


Figura 6.10: Mapa de variação dos ecossistemas de planície de maré do Rio Cachoeira 2001-1980.

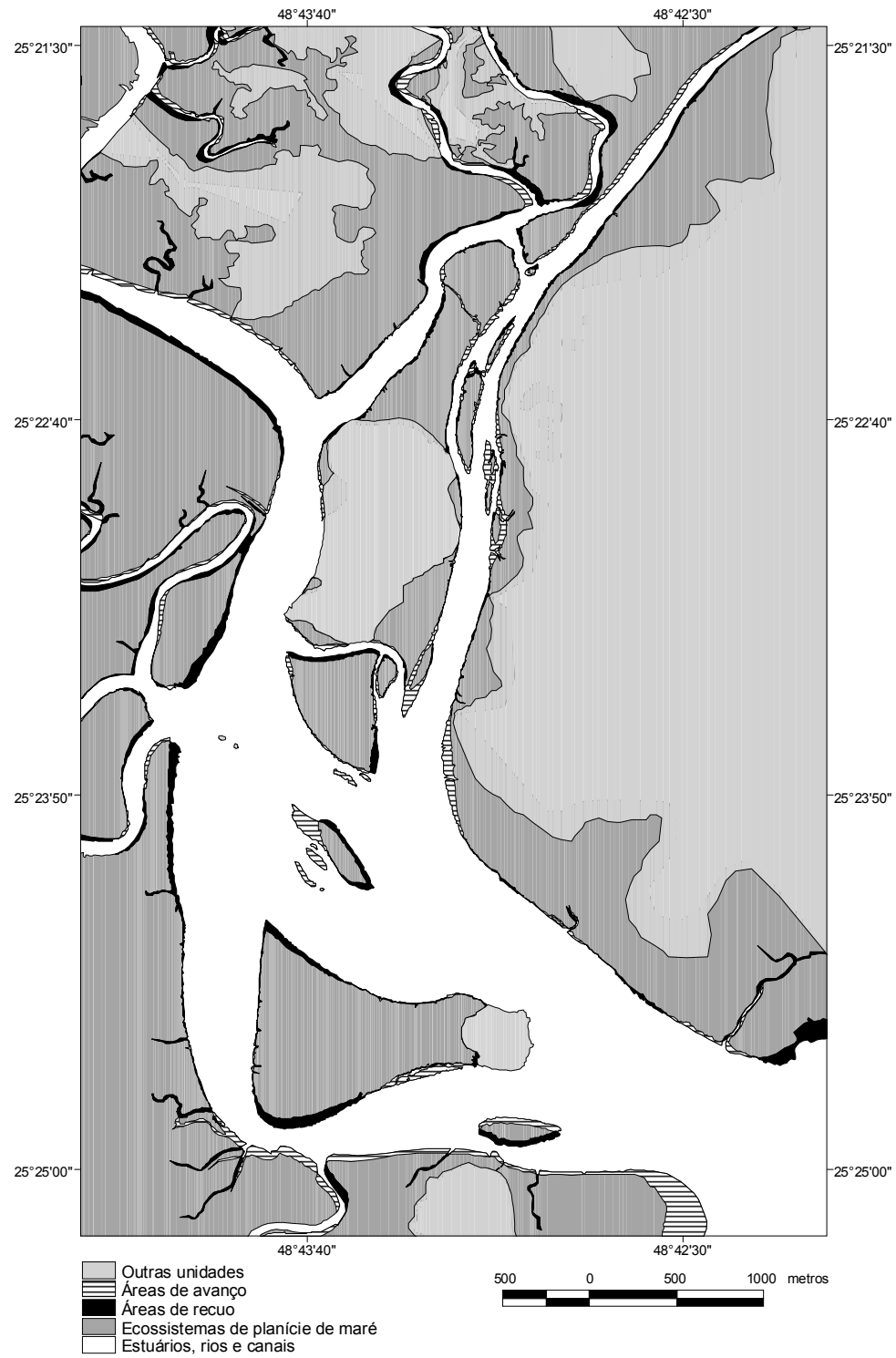


Figura 6.11: Mapa de variação dos ecossistemas de planície de maré do Rio Cachoeira 2001-1952.

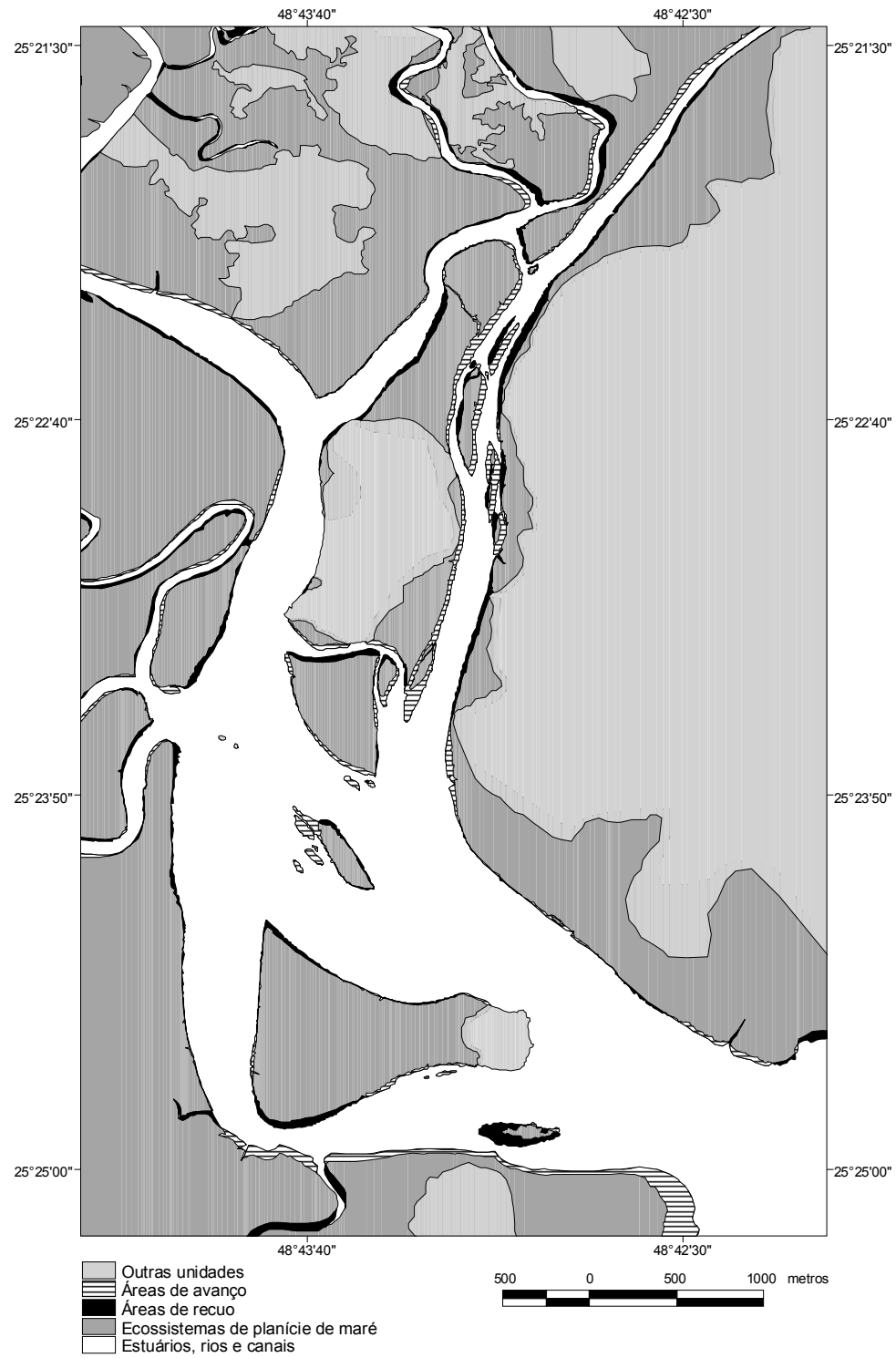


Figura 6.12: Mapa de variação dos ecossistemas de planície de maré do Rio Cachoeira 1980-1952.

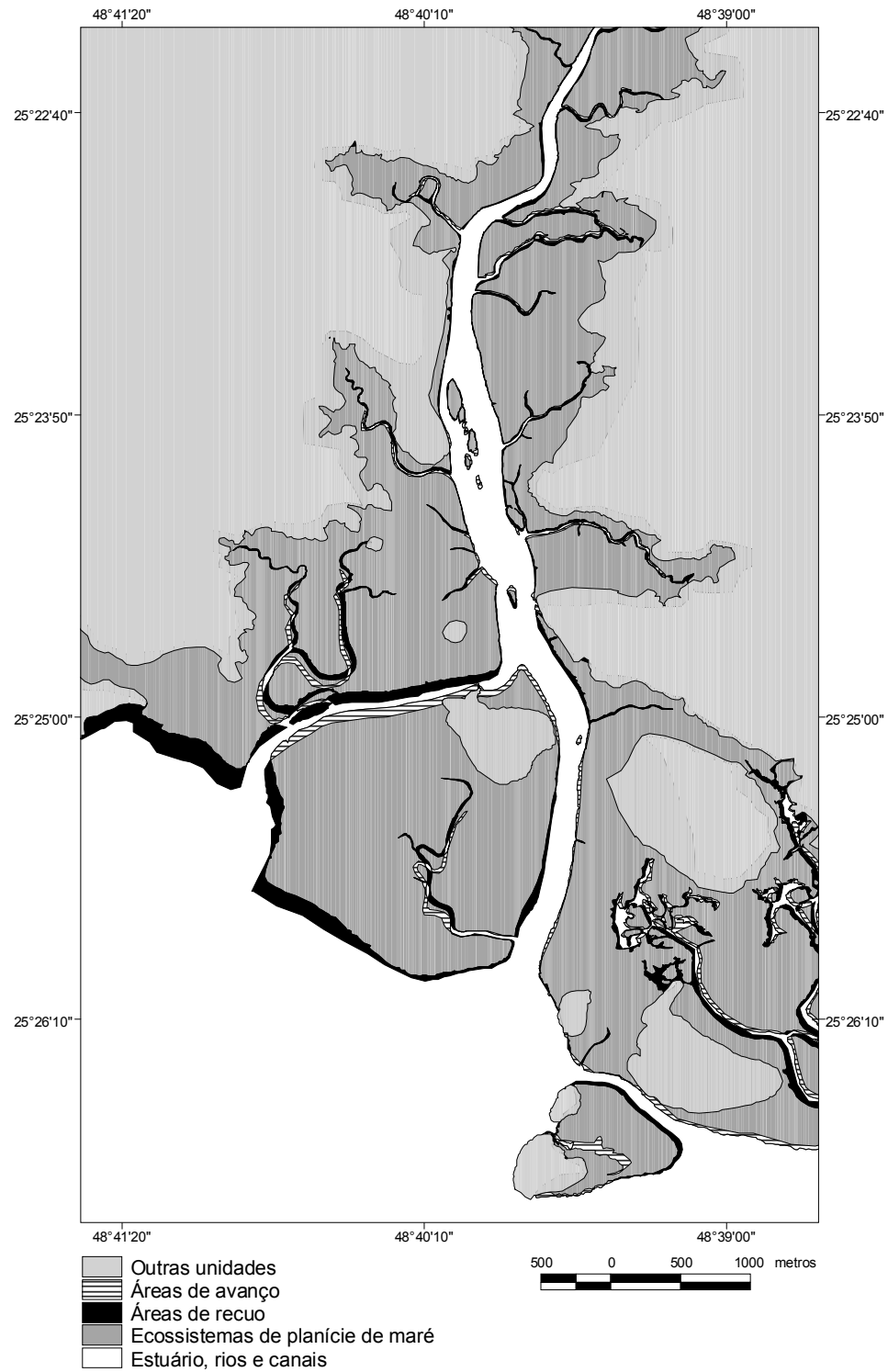


Figura 6.13: Mapa de variação dos ecossistemas de planície de maré do Rio Faisqueira 2001-1980.

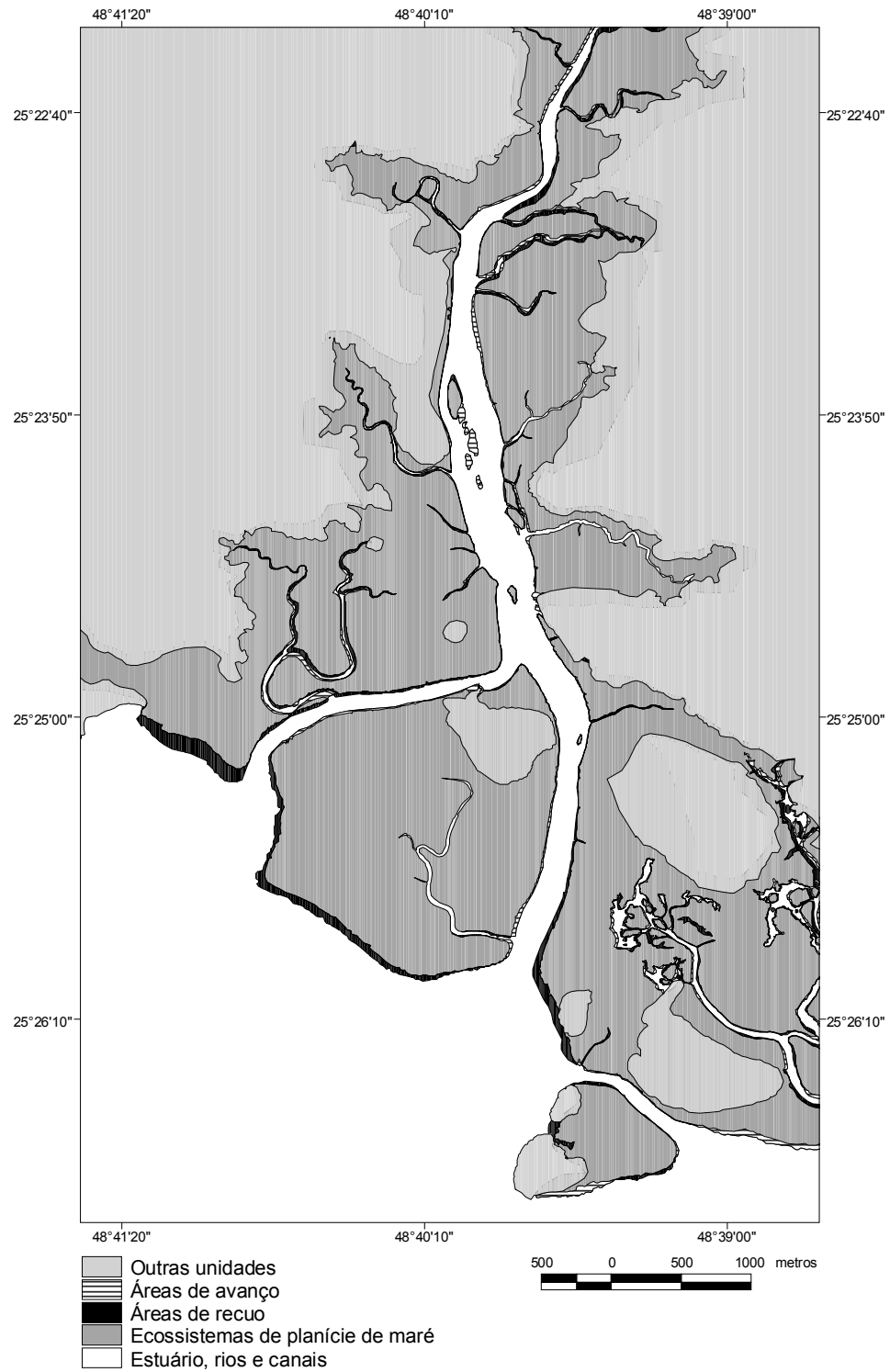


Figura 6.14: Mapa de variação dos ecossistemas de planície de maré do Rio Faisqueira 2001-1952.

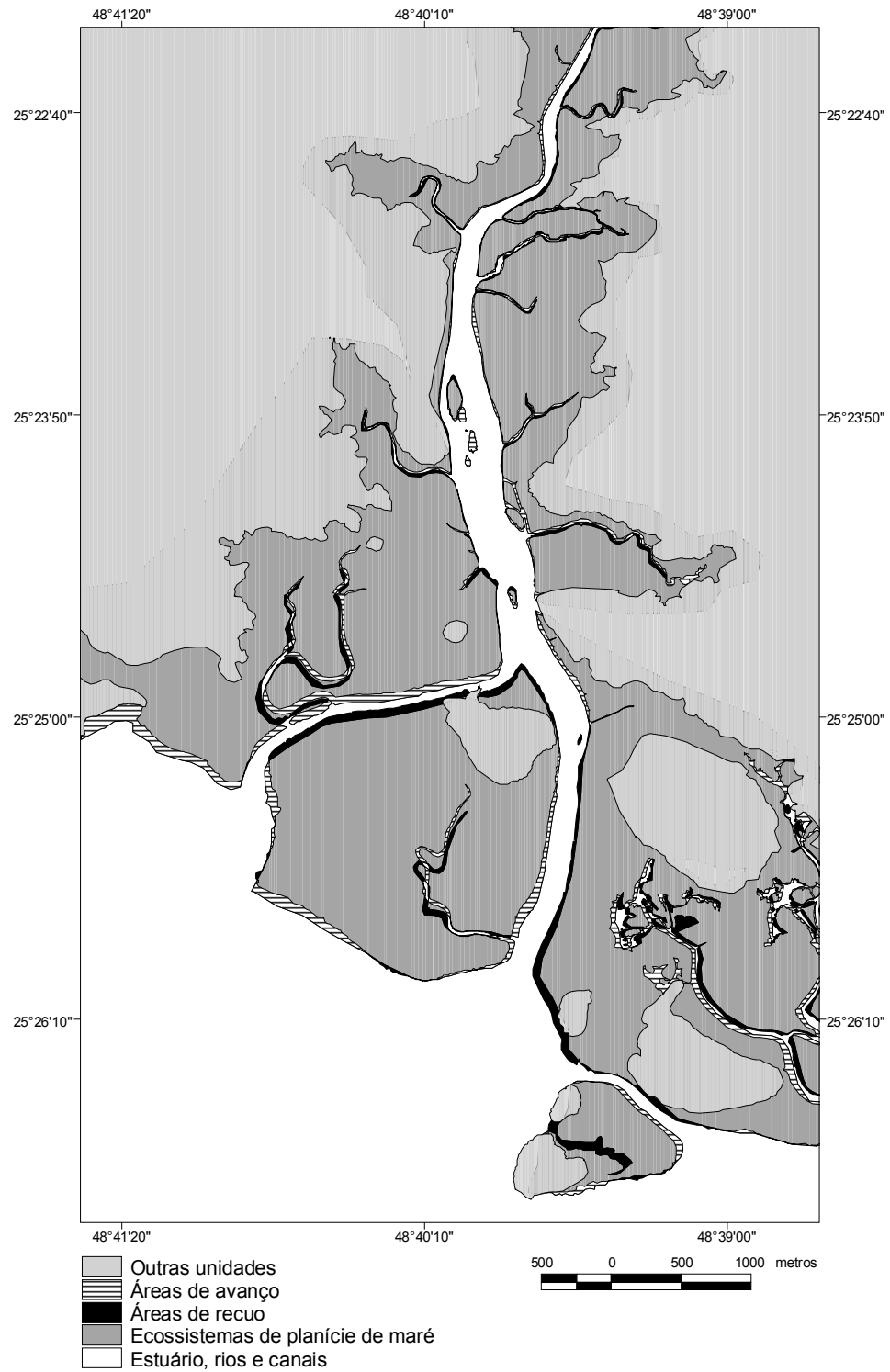


Figura 6.15: Mapa de variação dos ecossistemas de planície de maré do Rio Faisqueira 1980-1952.



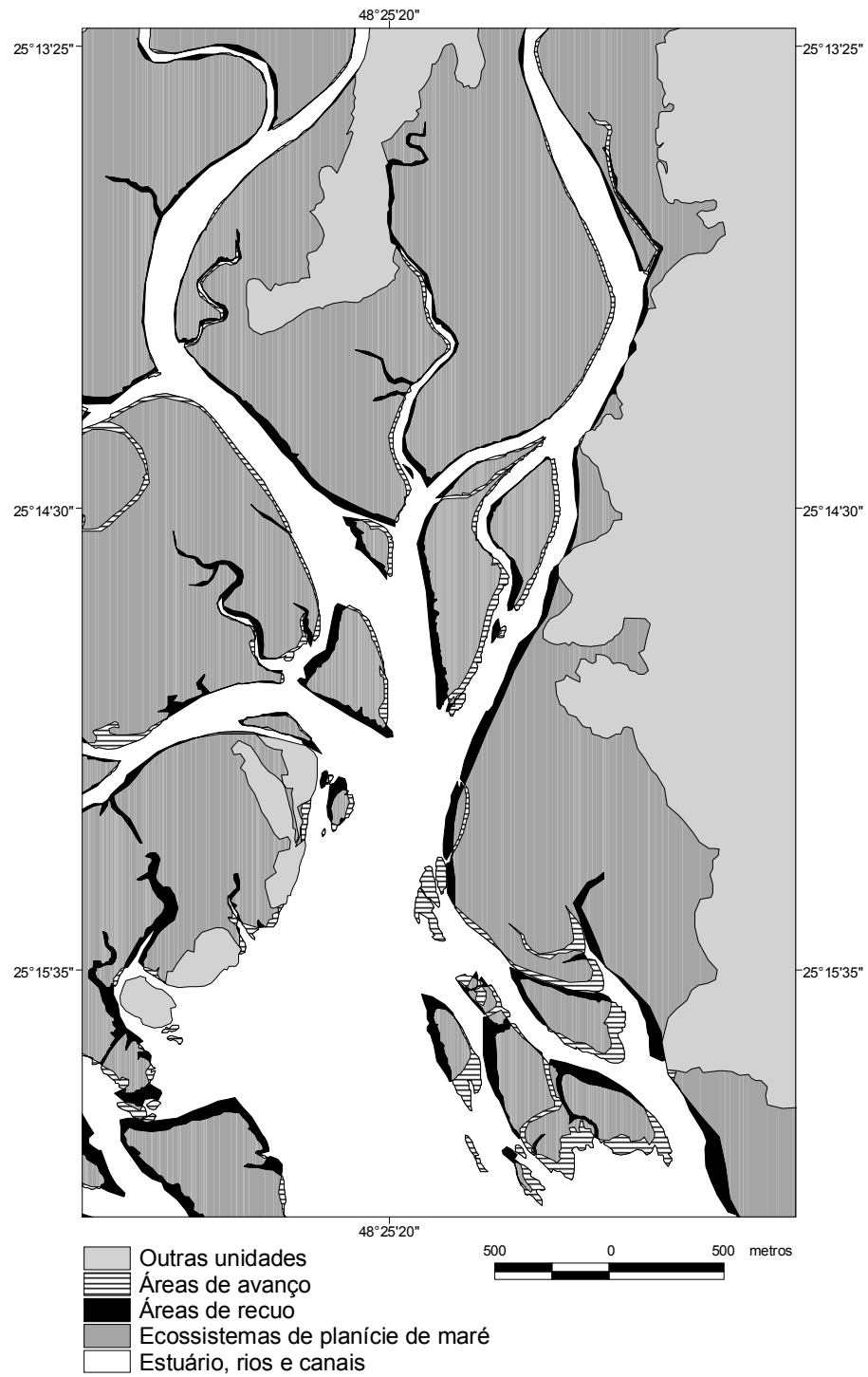


Figura 6.16: Mapa de variação dos ecossistemas de planície de maré do Rio Serra Negra 2001-1980.

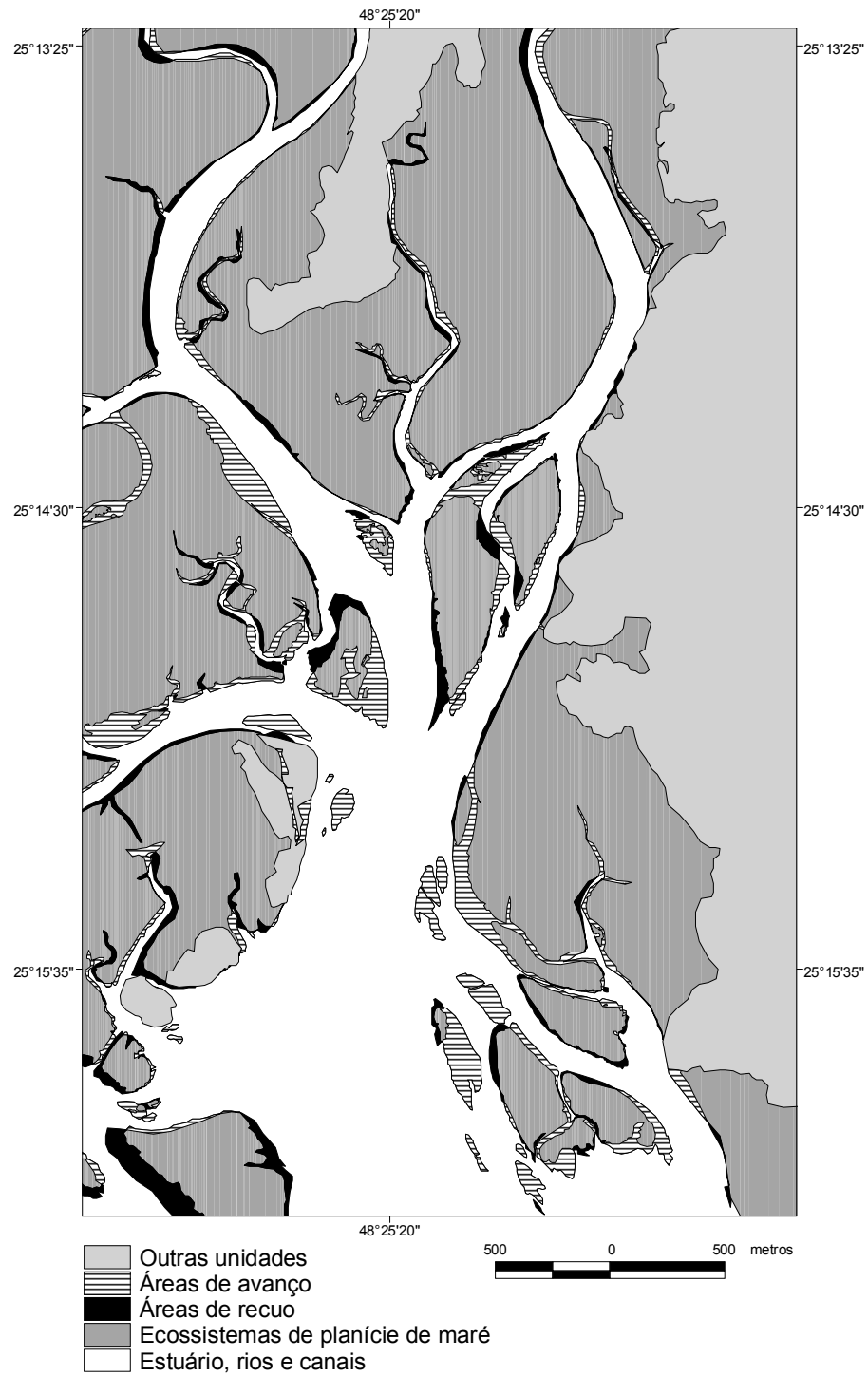


Figura 6.17: Mapa de variação dos ecossistemas de planície de maré do Rio Serra Negra 2001-1952.



Figura 6.18: Mapa de variação dos ecossistemas de planície de maré do Rio Serra Negra 2001-1980.

### 6.3 Quantificação das áreas

Os mapas de variação das unidades de ecossistema de planície de maré possibilitaram a quantificação das mudanças dessas áreas através dos anos. De acordo com cada intervalo, pode-se quantificar em m<sup>2</sup> o valor total das unidades de ecossistema para cada cabeceira de estuário, tabelas 6.1, 6.2 e 6.3.

Tabela 6.1: Tabela de variação das áreas de ecossistema de planície de maré do Rio Cachoeira.

Intervalo / tendência	Área (m <sup>2</sup> )	Área (acres)
1980-2001	+ 246.147,633	+ 60,823
	- 462.372,188	- 144,252
<b>Recuo</b>	<b>- 216.225,188</b>	<b>- 83,37</b>
1952-1980	+ 500.687,658	+123,720
	- 425.796,616	-105,214
<b>Avanço</b>	<b>+ 74.891,042</b>	<b>+ 18,506</b>
1952-2001	+ 527.168,150	+ 130,263
	- 576.684,639	- 142,499
<b>Recuo</b>	<b>- 49.516,489</b>	<b>-12,236</b>

Tabela 6.2: Tabela de variação das áreas de ecossistema de planície de maré do Rio Faisqueira.

Intervalo / tendência	Área (m <sup>2</sup> )	Área (acres)
1980-2001	+ 507.380,774	+ 125,374
	- 1.032.551,149	- 255,143
<b>Recuo</b>	<b>- 525.170,375</b>	<b>- 129,769</b>
1952-1980	+ 780.487,094	+ 192,858
	- 546.231,962	- 134,974
<b>Avanço</b>	<b>+ 234.255,132</b>	<b>+ 57,884</b>
1952-2001	+ 334.900,601	+ 82,754
	- 611.962,568	- 151,216
<b>Recuo</b>	<b>- 277.061,967</b>	<b>- 68,462</b>

Tabela 6.3: Tabela de variação das áreas de ecossistema de planície de maré do Rio Serra Negra.

Intervalo / tendência	Área (m <sup>2</sup> )	Área (acres)
1952-1980	+ 798.559,662	+ 197,324
	- 319.364,756	- 78,915
<b>Avanço</b>	<b>+479.194,906</b>	<b>+ 118,409</b>
1980-2001	+ 353.491,534	+ 87,348
	- 537.926,123	- 132,922
<b>Recuo</b>	<b>- 184.434,589</b>	<b>- 45,574</b>
1952-2001	+ 648.906,759	+ 160,345
	- 352.624,511	- 87,134
<b>Avanço</b>	<b>+ 296.282,248</b>	<b>+ 73,211</b>

## 7 Discussão

O objetivo é analisar os dados apresentados e reconhecer as hipóteses mais coerentes para a explicação das mudanças morfológicas observadas na área de estudo, e sua possível relação com a transposição das águas do Rio Capivari na Bacia de drenagem do Rio Cachoeira pela represa da Hidroelétrica Governador Pedro Viriato Parigot de Souza.

### 7.1 Representação da estimativa da margem de erro (Me)

A estimativa da margem de erro calculada, ( $M_e$ ), indica a existência de um erro de aproximadamente 12% nos dados apresentados, ou 30 m em escala nos mapas. Esse erro é somatório dos fatores: 1) imprecisões do traçado no overlay, ( $\approx 0,5$  a  $1,0$  mm); e 2) erros herdados no processo de georreferenciamento RMS, (*Root mean square*), na locação dos pontos de registro, ( $\approx 5,0$  m), 3) margem de erro da base digital adotada.

### 7.2 Áreas de estudos comparativas

As áreas de estudos comparativas foram criadas neste trabalho com o intuito de estabelecer um confronto entre bacias de drenagens que não possuem interferência,

bacia do Rio Faisqueira e do Rio Serra Negra, e a bacia de drenagem com transposição, do Rio cachoeira. O principal critério da escolha das áreas comparativas foi à proximidade das áreas. Bacias muito distantes teriam características geológicas, condições meteorológicas, regime hidrológico e aspectos fitogeográficos muito diferentes da área principal de estudo. A comparação entre elas poderá apontar semelhanças, diferenças ou relações das feições morfológicas nas cabeceiras de estuários.

### **7.3 Variações dos limites das unidades de planície de maré**

A análise temporal das unidades de ecossistemas de planície de maré das cabeceiras de estuários dos rios Cachoeira, Faisqueira e Serra Negra, indicam mudanças nos limites das áreas. (Tabelas 6.1, 6.2 e 6.3). Essas mudanças são caracterizadas como tendências de avanços ou recuos dos limites das áreas dessas unidades, no intervalo de 1952-2001. De acordo com esses dados, as unidades de ecossistemas do Rio Cachoeira e do Rio Faisqueira, possuem tendências de recuo dos limites de suas áreas. Em contrapartida, o limite das áreas das unidades de planície de maré do Rio Serra Negra estão avançando. As interpretações desses dados podem sugerir algumas hipóteses sobre o significado dos recuos e avanços dessas unidades.

#### **7.3.1 Recuo e erosão**

BRANDT (1993) e BRANDT *et al.* (1996), demonstraram os efeitos sedimentológicos e morfológicos causados pela descarga de reservatórios em sistemas fluviais, geralmente associados a remobilização de sedimentos, causando erosão das margens fluviais e deposição estuário adentro. Os mapas gerados indicaram que os limites das áreas de unidades de ecossistemas de planície de maré dos rios Cachoeira e Faisqueira estão recuando. Esse recuo pode estar associado a um estágio erosivo dessas áreas. Demonstrado em mapas, esse recuo pode significar perda de material sedimentar do substrato que sustenta a base dos ecossistemas mangue, Brejo-de-maré e Pântano-de-maré. O aumento da competência do Rio

Cachoeira, pode ter carreado parte dos substratos que davam base para algumas dessas unidades de ecossistemas, e depositado esses sedimentos estuário adentro.

O Rio Faisqueira, apesar de não possuir uma transposição ou acréscimo na sua competência por um fator externo, pode estar sob a influência hidráulica da vazão do Rio Cachoeira, devido à proximidade da foz do rio. A foz do Rio Faisqueira apresenta nítidas áreas de recuo, que podem ser caracterizadas como zonas erodidas.

### **7.3.2 Avanço e acreção**

Na desembocadura do Rio Serra Negra foi detectada uma tendência de avanço das unidades de ecossistemas. Esse avanço pode ser caracterizado como áreas acrescidas no substrato, que deram base para que as unidades de ecossistema pudessem se desenvolver. A expansão dessas áreas está relacionada à deposição de material sedimentar, criando bancos, que com o passar do tempo são lentamente vegetados, ampliando a área dos ecossistemas.

## **7.4 Preenchimento do estuário da Baía de Antonina**

De acordo com LESSA *et al.* (1998), a taxa de preenchimento do estuário da Baía de Antonina tem aumentado nas últimas décadas. Aparentemente um grande influxo de sedimentos fluviais está causando a expansão das barras de maré arenosas e depósitos de areia fluvial nas proximidades da cabeceira do estuário. Nos últimos 30 anos as barras de maré têm aumentado tornando-se mais intermareais, provavelmente devido à construção da hidroelétrica e a transposição das águas da represa para a bacia de drenagem do Rio Cachoeira, LESSA *et al.* (1998). Na carta batimétrica de 1887 (Barão de Tefé 1887, em SOARES & LANA 1994) no Porto de Antonina, existe uma indicação que a média da profundidade em frente ao porto decresceu 1 m desde que a pesquisa foi realizada. SOARES *et al.* (1996) realizaram uma investigação da distribuição dos sedimentos de superfície na baía de Antonina e detectou uma contínua faixa de sedimentos arenosos nas proximidades da Ponta da Pita, a sudeste do Porto de Antonina. Esta faixa de sedimentos arenosa pode ter progradado mais de 4 km

desde a última amostragem, que foi realizada há 30 anos na pesquisa de BIGARELLA *et al.* (1978).

## **7.5 Variações na dinâmica sedimentar na Baía de Antonina**

Devido à relação direta entre a vazão e a capacidade de carga de transporte do rio (SANTOS *et al.*, 2001), o aporte unidirecional de sedimento fluvial no sentido rio-estuário observado por NOERNBERG (2001) na região de Antonina, os resultados das comparações batimétricas e sedimentológicas, evidenciam não apenas um aumento do aporte sedimentar como também uma mudança na composição do material que chega à cabeceira da Baía de Antonina.

ODRESKI (2002) identificou importantes mudanças no padrão de distribuição dos sedimentos da superfície do fundo da baía de Antonina. Calculou os parâmetros estatísticos granulométricos a partir dos dados brutos do levantamento de 1966, publicado por BIGARELLA *et al.* (1970; 1978), e de 1995, publicado pela Petrobrás (1997). Os dados foram padronizados e mapas de contorno foram elaborados. Através desses mapas foi possível comparar a distribuição de sedimentos no fundo do estuário no intervalo de 1966 a 1995. Figura (7.1). Destas comparações, ODRESKI (2002) estabeleceu relações na distribuição dos sedimentos de fundo e na evolução batimétrica da Baía de Antonina. Estas relações podem estar diretamente relacionadas com as áreas de tendências erosivas demonstradas nos mapas de variação de áreas das unidades de ecossistemas de planície de maré.

### **7.5.1 Distribuição dos sedimentos de fundo**

Com relação à comparação dos mapas de distribuição dos sedimentos de fundo dos anos de 1966 e 1995, na cabeceira do estuário, a região da foz do Rio Cachoeira que em 1966 era composta por silte fino e argila (8,2 Ø), passou para areia muito grossa e 1995 (0,7 Ø). Um aumento da média granulométrica de 1966 para 1995 foi observado em praticamente toda a porção superior da Baía de Antonina. As camadas de sedimentos depositadas no fundo do estuário aumentaram progressivamente. Na



região da cidade de Antonina, as principais mudanças foram observadas nas áreas marginais da baía, onde a cota batimétrica é menor.

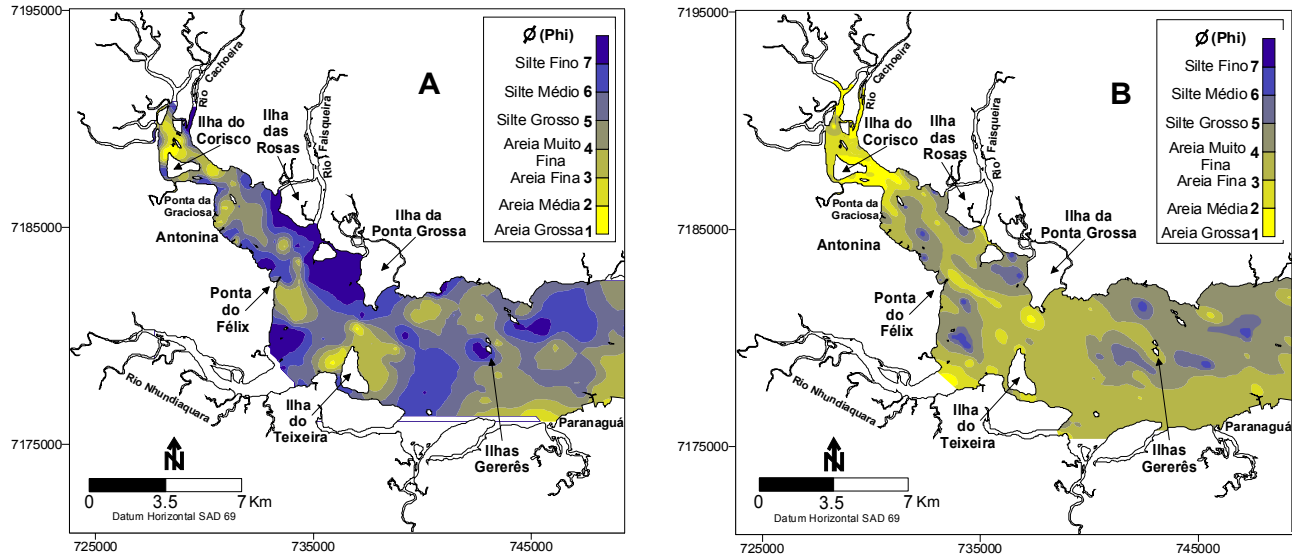


Figura 7.1: Distribuição do diâmetro médio dos sedimentos de fundo da Baía de Antonina e setor ocidental da Baía de Paranaguá em 1966 (A) e 1995 (B). (ODRESKI, 2002).

A análise do diâmetro médio dos sedimentos de fundo da porção estudada do estuário, evidencia de modo geral, um aumento no diâmetro médio dos sedimentos de fundo. A média geral dos pontos amostrados nas baías de Paranaguá e Antonina demonstra que o diâmetro médio dos grãos passou de 5,11 Ø (silte médio) em 1966, para 3,59 Ø (areia muito fina) em 1995. Na Baía de Antonina, a média granulométrica que em 1966 era 5,14 Ø (silte grosso), passou para 3,25 Ø (areia fina) em 1995, (ODRESKI, 2002).

### 7.5.2 Variações batimétricas na Baía de Antonina

O setor sul da Baía de Antonina, apresentava em 1901 regiões com grandes profundidades, distribuídas continuamente até as adjacências das Ilhas do Teixeira e da Ponta Grossa. Em 1979, observa-se que os setores mais profundos encontram-se concentrados apenas em dois canais, um principal e um secundário. De acordo com perfis transversais realizados ao eixo principal da Baía de Antonina, a cabeceira do estuário da Baía de Antonina apresentou a maior taxa de deposição, (ODRESKI, 2002).

Grandes assoreamentos foram verificados nas proximidades das margens norte e sul, que em 1901 apresentavam profundidades de até 6 m. Em 1979 a profundidade máxima não passava de 4m. Com base nos mapas de contorno das cotas batimétricas de 1901 e de 1979, e também nos perfis batimétricos transversais ao eixo principal da Baía de Antonina, fica evidenciada uma tendência de assoreamento para quase toda a área abrangida pelos levantamentos batimétricos (ODRESKI, 2002).

## **7.6 Sedimentação da desembocadura do Serra Negra**

Os resultados da análise temporal efetuada nos ecossistemas de planície de maré na desembocadura dos rios Serra Negra, Tagaçaba e Borrachudo, demonstraram uma tendência de sedimentação. Como esta região de estudo não possui interferência significativa nas suas bacias de drenagens, as mesmas apresentaram características de acumulação de sedimentos nas desembocaduras, típicas do processo natural de preenchimento das bacias de estuários.

## 9. Conclusão

A relação entre os dados de assoreamento citados por ODRESKI (2002), NOERNBERG (2001), LESSA *et al.* (1998), SOARES *et al.* (1996) e BIGARELLA *et al.* (1978), com os mapas de tendências dos limites de ecossistemas de planície de maré gerados nesta pesquisa, podem indicar algumas possibilidades para a mudança dos sedimentos no fundo do estuário, dentre elas destacam-se a remobilização dos depósitos aluvionares e a influência dos grandes ciclos hidrológicos de acentuada pluviosidade.

### 9.1 Remobilização dos depósitos aluvionares

Antes da transposição ser realizada em 1971, o Rio Cachoeira apresentava muitos bancos arenosos e indícios de assoreamento nas regiões próximas a sua foz. Este fato é demonstrado quando observamos as fotos aéreas do ano de 1952. (Figura 9.1). O Rio Cachoeira sempre foi um rio muito utilizado, e já apresentava feições de assoreamento devido a uso e ocupação das terras, agricultura, agropecuária, derrubada das matas ciliares e mineração no começo do século XX. SANTOS (1952) relaciona, para a Baía de Antonina, diversos estabelecimentos comerciais, e outros produtores de gêneros alimentícios e utilitários, em redor da Baía de Antonina e ao longo dos rios que dela fazem parte. Ele registrou a existência de engenhos de mandioca, arroz e erva-mate, fábricas de aguardente, estaleiros, fornos de caldeiras, além de lavouras de arroz, café, banana e mandioca etc.

A transposição pode ter contribuído com o aumento no gradiente do Rio Cachoeira que passou a carrear uma maior quantidade de sedimentos. Os depósitos do leito do rio foram transportados estuário adentro, e com o incremento na sua vazão, esses sedimentos foram retrabalhados e depositados há uma maior distância da foz, podendo explicar as variações de granulometria nos sedimentos de fundo do estuário encontradas pelos pesquisadores, e a ausência de depósitos aluvionares nas fotos aéreas dos anos de 1980 e 2001, (Figura 9.2).



Figura 9.1: Detalhe da fotografia aérea da foz do Rio Cachoeira do ano de 1952, demonstrando a presença de muitos depósitos aluvionares no seu leito antes da transposição.



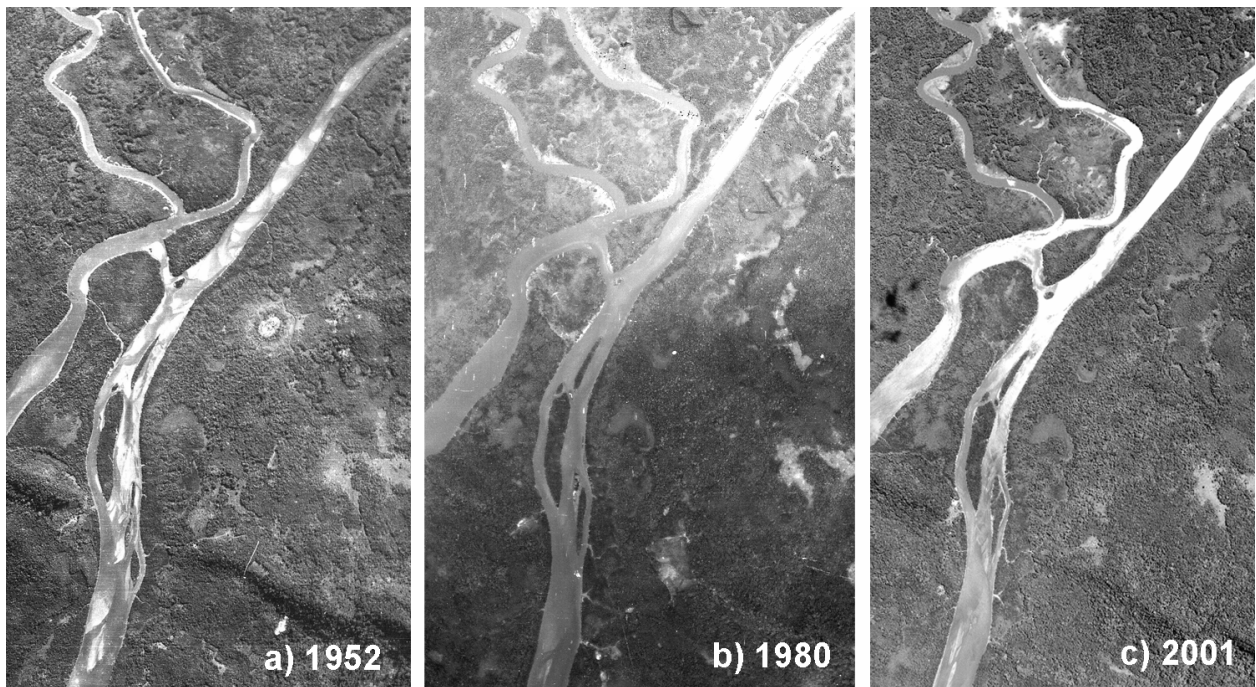


Figura 9.2: Seqüência de fotos aéreas do Rio cachoeira, a) 1952, b) 1980 e c) 2001.

A mudança de granulometria das partículas nas desembocaduras dos rios Cachoeira e Faisqueira podem estar associadas com o aumento da competência do Rio Cachoeira pela transposição. Esta variação granulométrica foi observada por ODRESKY (2002). A influência hidráulica do Rio Cachoeira na Baía de Antonina pode ser observada na comparação da distribuição do diâmetro médio dos sedimentos de fundo da Baía de Antonina e setor ocidental da Baía de Paranaguá no intervalo de 1966 a 1995.

Devido ao objetivo do estudo e as metodologias utilizadas, não foi elaborado o balanço de material sedimentar, entrada e saída de sedimentos nas cabeceiras de estuários. Por essa razão, a hipótese de estabelecer uma relação direta das mudanças morfológicas com regimes erosivos, está na dependência de gerar mais dados sobre quantificação do balanço de material sedimentar nas áreas estudadas.

## 9.2 Ciclo hidrológico com acentuada pluviosidade

O recuo de ecossistemas de planície de maré pode estar associado às modificações na concentração de sal na água, devido à entrada do excedente de água

doce no sistema hídrico. Essa diluição da água salgada nas regiões de cabeceiras de estuários pode ter ocasionado o recuo dos ecossistemas, empurrando essas unidades para as regiões onde a concentração de sal na água possibilita o desenvolvimento das espécies. Esse excedente de água doce pode ter sua origem advinda do acréscimo de vazão ocasionado pela transposição, e/ou ser o resultado de um período hídrico do ciclo hidrológico com acentuada pluviosidade, como nos efeitos de El Niño ou La Niña, nas tendências de médio e longo prazo das vazões fluviais estudados no litoral do Estado da Bahia por LESSA *et al.* (2004). Com o recuo dos ecossistemas de planície de maré, os bancos antes vegetados, tornaram-se desprovidos de vegetação, o que pode ter contribuído para a instabilização dessas margens e a remoção dos sedimentos pelas marés e pelas correntes fluviais.

## 10 Referências bibliográficas

- ALLEN, G.P. and POSAMENTIER, H.W., 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**: 378-392.
- ANGULO, R. J. 1990. O manguezal como unidade dos mapas geológicos. In: Simpósio de Ecossistemas da Costa Sul e Sudeste Brasileira, 2, Águas de Lindóia. *Resumos Expandidos...* ACIESP, São Paulo, **2**: 54-62.
- ANGULO, R. J. 1992a. *Geologia da planície costeira do Estado do Paraná*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 334 p.
- ANGULO, R. J. 1992b. Ambientes de sedimentação da planície costeira com cordões litorâneos no Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **40**: 69-114.
- ANGULO, R. J. 1993a. Morfologia e gênese de dunas frontais no litoral do Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **23**(1), 1993.
- ANGULO, R. J. 1993b. Indicadores biológicos de paleoníveis marinhos quaternários na costa paranaense. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **41**:1-34.
- ANGULO, R. J. 1993c. Variações na linha de costa no Paraná nas últimas quatro décadas. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **41**:52-72.
- ANGULO, R. J.; ABSHER, T. M. 1992. Sedimentos paleoestuarinos da planície costeira do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **40**: 115-135.
- ANGULO, R. J.; ARAÚJO, A. D. 1996. Classificação da costa paranaense com base na sua dinâmica, com subsídio à sua ocupação da orla litorânea. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **44**: 7-17.

ANGULO, R. J.; MÜLLER, C.R. 1990. Preliminary characterization of some tidal flat ecosystems on the State of Paraná Coast, Brazil. In: Simpósio de Ecossistemas da Costa sul e Sudeste Brasileira, Águas de Lindóia, *Resumos Expandidos...* ACIESP, São Paulo, .2: 158-168.

ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.de; ARAÚJO, A.D. 1999. Morfodinâmica costeira: subsídios à ocupação. In: LIMA, R.E. de; NEGRELLE, R.R.B. (organizadores) *Meio ambiente e desenvolvimento do litoral do Paraná: subsídios à ocupação* (no prelo).

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; MATOS, D. J.; WERNER, A. 1978. *A Serra do Mar e a porção oriental do Estado do Paraná*. Curitiba: 2 ed. Curitiba, Secretaria do Estado do Planejamento, Governo do Paraná. 248 p.

BRANDT, S. A. 1998. Classification of geomorphological effects downstream of dams. *Catena*, 40 (2000), p. 375–401.

BRANDT, S. A.; SWENNING, J. 1996. Sedimentological e geomorphological effects of resevoir flushing: The Cachí Reservior, costa Rica. *Geografiska Annaler*: **81**, A (1999) 3, p. 391-407.

CAMARGO, R.; MARONE, E. 1995. Comportamento do vento de superfície em Pontal do Sul (PR, Brasil): análise preliminar. In: Congresso Latino Americano de Ciências do Mar, 6, Mar Del Plata, *Resumos Expandidos...* **1**: 63.

CAMARGO, R.; MARONE, E.; SILVA DIAS, P.L. 1996. Detecção do sinal de brisa no registro de vento de Pontal do Sul (PR). In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 9, Campos do Jordão, *Anais...* São Paulo,.**3**:1036-1040.

CHRISTOFOLETTI, A. 1981. Geomorfologia fluvial. Vol. 1. In: *O canal fluvial*. Rio Claro, SP, UNESP, Ed. Edgard Blücher Ltda, 315p.

COPEL. 2003. COMPANHIA PARANAENSE DE ENERGIA ELÉTRICA. [http://www.copel.com/PagCopel.nsf/secaos/ger\\_usinas\\_uhes?OpenDocument](http://www.copel.com/PagCopel.nsf/secaos/ger_usinas_uhes?OpenDocument). Acesso em 20 de maio de 2003.



DALRYMPLE, R.W.; ZAITLIN, B.A. and BOYD, R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal Sedimentary Petrology*, **62**(6): 1130-1146.

DAVIES, J.L., 1972. *Geographical Variation in Coastal Development*. Longman, London, 212 p.

DYER, K.R., 1973. *Estuaries: a Physical Introduction*. John Wiley and Sons, Aberdeen, 140 p.

ESRI - ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE. 2000. Arc/Info. Version 8.0. Redlands, CA. 3 CDs.

FAIRBRIDGE, R.W., 1980. The estuary: its definition an geodynamic cycle. In: E. OLAUSSON and I. CATO. (ed) *Chemistry and Biochemistry of Estuaries*, New York,. John Wiley and Sons, 1-35.

IBGE. 1992. *Folhas Mi-2843-4; Mi-2844-3; Mi- 2844-4; Mi-2858-2; Mi2859-1*. Rio de Janeiro,. Escala 1: 50.000.

IPARDES. 1989. *Zoneamento do litoral paranaense*. Curitiba. Convênio: IPARDES e SEPL.

IPARDES. 2001. *Zoneamento da APA de Guaraqueçaba*. Curitiba. Convênio: IPARDES/IBAMA. 150p.

KJERFVE, B. & MAGILL, K.E., 1989. Geographic and hydrodynamic characteristic of shallow coastal lagoons. *Marine Geology*, **88**:187-199.

KJERFVE, B., 1989. Estuarine geomorphology and physical oceanography. In: J. Day Jr; C. Hall; W.M. Kemp and A. Arancibia, *Estuarine Ecology*. John Wiley & Sons, 47-78.

KJERVE, B. 1990. *Manual for investigation of hydrological processes in mangrove ecosystems*. UNESCO/UNDF Regional Project "Mangrove Ecosystems in Asia and the Pacific" (RAS/79/002 e RAS/86/120), 79p.

KLEIN, R.M. 1984. Aspectos dinâmicos da vegetação do sul do Brasil. *Sellowia*. **36**:5-54.

KNOPPERS, B. A.; BRANDINI, F. P.; THAMM, C. A. 1987. Ecological studies in the bay of Paranaguá. In: *Some physical and chemical characteristics*. Curitiba Nerítica, **2**: 1-36.

LESSA, G.C.; ANGULO, R.J. 1996. A 3D evolutionary model of the Paranaguá coastal plain. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador. *Anais...* Salvador, **5**: 251-255.

LESSA, G.C.; ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.; ARAÚJO, A.D. 2000. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. *Mar. Geol.*, **165**:(1-4) 87-108.

LESSA, G.C.; MYERS, S.R.; MARONE, E. 1998. Holocene stratigraphy in the Paranaguá Bay estuary, southern Brazil. *Journal of Sedimentary Research*. **68**(6) 87-108.

LESSA. 2004. Publicação eletrônica. Apostila de estudos costeiros. Disponível em: [http:// www.cpgg.ufba.br/~glessa/geomar/estuario](http://www.cpgg.ufba.br/~glessa/geomar/estuario). Acesso em 22 abril de 2004.

LITCH, O. A.B.; PIEKARS, G.F.; CALDOSSO da SILVA, J.C. & LOPES Jr., I. 1997 Levantamento geoquímico multielementar de baixa densidade no Estado do Paraná (Hidrogeoquímica - resultados preliminares). *A Terra em Revista*. Revista técnica e informativa da CPRM, Curitiba, **3**: 34-46.

MAACK, R. 1960. *Geografia física do Estado do Paraná*. Curitiba: Banco BADEP, UFPR, IBPT, 350p.

MANTOVANELLI, A. 1999. *Caracterização da dinâmica hídrica e do material particulado em suspensão na Baía de Paranaguá e em sua bacia de drenagem..* Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. Dissertação de Mestrado, 152 p.

MARONE, E.; CAMARGO, R. 1994. Marés meteorológicas no litoral do Estado do Paraná: o evento de 18 de agosto de 1993. *Nerítica*, Curitiba, **8**: 73-85.

MARONE, E.; JAMIYANAA, D. 1997. Tidal characteristics and a variable boundary numerical model for the M2 tide for the Estuarine Complex of the Bay of Paranaguá, PR, Brazil. *Nerítica*, Curitiba, **11**(1-2): 95-107.

MARTIN, L.; SUGUIO, K. 1986. Excursion route along the coastal plains of states of Paraná and Santa Catarina. In: International Symposium Of Sea Level Changes And Quaternary Shorelines, São Paulo. *Anais... INQUA*,. São Paulo, Especial Publications, **1**: 39-124.

MINEROPAR 1989. Mapa geológico do Estado do Paraná. Brasília: DNPM, 1989. Escala 1: 650.000.

MIRANDA L. B. 1996. *Cinemática e dinâmica de estuários*. São Paulo: Instituto Oceanográfico da USP (IOF827), **1**: 360 p.

NAGASHIMA, E.S., OKAWA, C.M.P., & OLIVEIRA, S.D. 1996. Projeto Floresta Mata Atlântica - Relatório referente ao monitoramento de estações fluviométricas e sedimentométricas da Bacia Litorânea. Apresentação de dados coletados. SUDERHSA-Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. Curitiba, PR.

NICHOL, S.L.; BOYD, R. and PENLAND, S., 1994. Stratigraphic response of wave dominated estuaries to different relative sea-level and sediment supply histories: Quaternary case studies from Nova Scotia, Louisiana and eastern Australia. Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences. *SEPM Special Pub.*, **51**: 265-283.

NICHOLS M.M.; JOHNSON, G.H. and PEEBLES, P.-C., 1991. Modern sediments and facies model for a microtidal coastal plain estuary, the James River Estuary, Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology*, **61**(6): 883-899.

- NOERNBERG, M.A. 2001. *Processos morfodinâmicos no complexo estuarino de Paranaguá - Paraná - Brasil. Um estudo a partir de dados in situ e LandSat TM*. Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná. Curitiba, Tese de Doutorado, 180 p.
- ODRESKI, L. L. R. 2002. *Evolução sedimentar e batimétrica da Baía de Antonina - PR*. Setor de Ciências da Terra, Universidade federal do Paraná. Curitiba, Dissertação de Mestrado, 79 p.
- ODRESKI, L. L. R.; SOARES, R.S.; ANGULO, J.A.; ZEM, R.C. 2003. Taxas de assoreamento e a influência antrópica no controle da sedimentação da Baía de Antonina – Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **53**: 7-12.
- OKA-FIORI, C.; CANALI, N. E. 1998. Mapeamento geomorfológico. In: LIMA, R. E. *et al. caracterização do NIMAD do litoral paranaense. Meio ambiente e desenvolvimento no litoral do Paraná. Diagnóstico*. Curitiba, UFPR, 41-48.
- PRITCHARD, D.W. 1952. Estuarine hydrography. In: *Advances in Geophysics*, Academic Press, New York, **1**: 243-280.
- REINECK, H. E.; SINGH, I. B. 1973. Depositional sedimentary environments. Berlin: Springer-Verlag, 439 p.
- ROY, P.S., 1984. New South Wales estuaries: their origin and evolution. In: B.G. Thom. *Coastal Geomorphology in Australia*, Sydney, Academic Press, 99-121.
- SANTOS, A. V. 1952. *Memória histórica chronológica e descritiva da cidade de Paranaguá e seu município: 1850*. 2ed. Curitiba: Museu Paranaense, 1952. **1**: 70.
- SANTOS, I.; DIETER, H. F.; SUGAI, M. R. V. B.; BUBA, H.; KISHI, T.; MARONE, E.; LAUTERT, L. F. C. 2001. *Hidrometria aplicada. Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento*. Curitiba. 372 p.

SKINNER, B. J.; PORTER, S. C. 1992. The Dynamic Earth - an introduction to physical geology. IN: SKINNER, B. J.; PORTER, S. C, *The Ocean Margins* - Second Edition, New York, John Wiley & Sons, 327-352.

SOARES, C.R.; LESSA, G.C.; RIESEMBERG, C.E. e NETO, A.G. 1996. Caracterização da distribuição dos sedimentos de fundo das baías de Paranaguá e Antonina, Estado do Paraná. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 39, Salvador. *Anais...*, Salvador. p. 390-393.

SOARES, C.R. & LANA, P.C., 1994. Baía de Paranaguá: Mapas e Histórias. In: Suguio, K. and Martin, L., 1978. *Formações quaternária marinhas do litoral paulista e sul fluminense Editora da UFPR*, Curitiba, 98 p.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A. E. G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Rev. Bras. Geocienc.*, **15**:273-286.

TRENHAILE, A.S. 1997. Coastal dynamics and landforms. New York: Oxford. 336 p.

WRIGHT, L.D. 1995. Morphodynamics of inner continental shelves. Boca Raton: CRC Press. 241 p.